

5. SINTESIS DE LA ESTRATIGRAFIA Y PALEOGEOGRAFIA DE LOS MATERIALES DEL CRETACICO TERMINAL Y CENOZOICO DE LA DEPRESION INTERMEDIA Y DE LA CUENCA DE MADRID

1. INTRODUCCION

Los materiales del Cretácico terminal-Cenozóico de la Depresión Intermedia (Cuenca de Tajo oriental, Cuenca de Altomira-Basculana) y de la Cuenca de Madrid (*), han sido objetivo de un elevado número de trabajos de investigación geológica y geológico-minera desde hace decenios.

Particular significado han tenido las prospecciones uraníferas desarrolladas por la Junta de Energía Nuclear (J.E.N.) y la Empresa Nacional del Uranio (ENUSA), en el Terciario de la Cuenca del Tajo. La J.E.N. realizó los primeros estudios en 1956, llevando a cabo prospecciones radiométricas autoportadas a las que siguieron, incluso, pequeñas labores mineras en zonas anómalas.

En 1976 se iniciaron los primeros trabajos del Plan Nacional de Exploración del Uranio (PNEU). Se realizó entonces una cartografía geológica a escala 1:50.000 y un análisis de facies de toda la Cuenca del Tajo, con prospecciones aeroradiométricas, espectométricas, magnetométricas, hidrogeoquímicas, etc. Se perforaron numerosos sondeos.

En la Cuenca de Madrid (al Oeste de la Sierra de Altomira) se contrató en 1978 a la compañía Hunting Geology and Geophysics una campaña aeroradiométrica, espectrométrica y magnetométrica, que cubrió los

(*) En otros capítulos del libro se ha designado como Subcuenca de Madrid, dentro de una Cuenca del Tajo que incluye asimismo la Depresión Intermedia.

afloramientos terciarios comprendidos entre el Sistema Central, los Montes de Toledo y las calizas del Páramo. Se voló a una altura de 120 m. con líneas de vuelo de dirección N30°O y separación media de 1 Km. Las líneas de control se volaron en dirección N60°E con separación de 7 Km. El registro espectrométrico se efectuó con discriminación de energía, diferenciándose los canales U, K y Th y registrándose las medidas en ciclos por segundo.

En 1978 y 1979 se realizó una prospección emanométrica de radón, colocándose más de 4.500 placas sensibles dentro de la Cuenca de Madrid. Simultáneamente se recogieron muestras del suelo para análisis del U₃ O₈ y se registró la radiometría con SPP2. También se hizo una campaña hidrogeoquímica.

Tanto la J.E.N., como después ENUSA, perforaron muchos sondeos en la Subcuenca de Madrid. En total se hicieron 132 pozos, con un total de 34589m. La mayoría de los sondeos tenían 200-300 m. de profundidad y sólo raramente se alcanzaron o sobrepasaron los 400 m. La mayor actividad correspondió a los años 1978 a 1982. En estos sondeos se registraron diagráfias de polarización espontánea, rayos gamma, resistividad y, en ocasiones, neutrón.

En la Depresión Intermedia se hizo una cartografía geológica a escala 1/50.000 y se realizaron prospecciones radiométricas y emanométricas de modo similar a como se hiciera en la Cuenca de Madrid. Se perforaron 112 sondeos con un total de 21.938 m. La mayoría de estos sondeos se hicieron entre 1978 y 1982.

Los resultados de estas investigaciones, quedaron plasmados en una serie de informes de difusión restringida: ENADIMSA-JEN (1976), ENADIMSA-JEN (1977) y, fundamentalmente ENUSA (1984 a, b). En esta publicación se pretende dar una síntesis actualizada de las conclusiones de índole estratigráfica y paleogeográfica contenidas en dichos informes, en los que actuaron como Jefe de Proyecto los dos firmantes que, posteriormente, de alguna manera han continuado trabajando en estas cuencas.

El cuadro I resume las actividades realizadas.

También aportan datos al Terciario de la Cuenca del Tajo los sondeos profundos realizados en la misma, que principalmente provienen de prospecciones petrolíferas, pero asimismo incluyen sondeos de investigación geotérmica o de recursos de agua subterránea. Tienen particular interés los siete sondeos profundos perforados en la Cuenca de Madrid, con profundidades comprendidas entre 1000 y 3500m. Por otra parte la exploración petrolífera ha producido una red de perfiles sísmicos de bastante detalle, que proporciona una imagen de gran valor sobre la naturaleza, estructura y discordancias del Terciario. Ello es así aún cuando la calidad de las reflexiones en el Terciario es pobre, y tanto más pobre cuanto más cercanas a la superficie, como resultado de haberse programado dispositivos focalizados hacia objetivos petrolíferos más profundos.

CUADRO I - ACTIVIDADES DE EXPLORACION DE URANIO DE LA J.E.N. Y DE ENUSA

	<u>DEPRESION INTERMEDIA</u>	<u>MADRID</u>
CARTOGRAFIA		
1:200.000	-	13.760 Km ²
1:100.000	13.500 Km ²	-
1: 50.000	15.715 Km ²	13.760 Km ²
1: 10.000	106 Km ²	-
MUESTRAS	1.627	1.663
PALEOCORRIENTES	11.934	-
COLUMNAS	69 (17.930m)	-
SONDEOS	Tricono 15 (1.484 m) Testigo 97 (20.454)	132 (34.589 m)
TESTIFICACION DE POZOS	20.639 m	33.644
CALICATAS	47	
AEREA MULTICANAL	5.960 Km ²	
9.517 Km ²		
AEROMAGNETICA	5.960 Km ²	
9.517 Km ²		
A PIE	3.129 Km ²	10.000 Km ²
HIDROGEOQUIMICA	1.374 muestras	2.086 muestras
ENAMOMETRICA	95 Km ²	4.900 Km ²
VLF	29 perfiles	-

2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Del análisis del apartado de Bibliografía, se puede deducir que sobre esta zona existe un cuerpo de publicaciones relativamente extenso, que puede ordenarse de la manera siguiente:

Los primeros trabajos referidos a esta zona, o áreas cercanas son los de Cortazar (1875), Mallada (1907), Hernández Pacheco (1933), Dantín Cereceda (1916, 1917, 1921), Royo y Gómez (1918, 1920, 1926), Saenz García (1957).

Con posterioridad empiezan a editarse algunas hojas geológicas, IGME (1945 a, b, 1946, 1950 a, b, 1951) que contienen numerosos datos de interés, aunque no tantos como los de la segunda serie IGME (1972 a, b, c), que serán superadas por las del plan MAGNA, IGME (1974, 1976 a, b, 1979), ITGE (1989 a, b, c, 1990 a, b en prensa).

De manera simultánea a la aparición de estas hojas geológicas, se ha ido desarrollando un amplio corpus bibliográfico sobre la estratigrafía y paleontología. Para el Cretácico terminal, se pueden citar los trabajos de ICONA, Fegueroso (1962), Meléndez Hevia y Ramírez del Pozo (1972), Sánchez Soria (1974), Viallard (1966, 1969), Viallard y Grambast (1970), Yébenes (1973), 1974) y Yébenes et al (1978).

Los primeros datos sobre el Cenozoico, a los que se puede aplicar el calificativo de "modernos", fueron aportados por: De la Concha (1962 a, b) Crusafont y Quintero (1970, 1971), Pérez González (1971), Pérez González et al. (1971), Virgili y Pérez González (1970). Análisis generalizados a nivel de cuenca se tienen en Sánchez Soria y Pignatelli (1967), Capote y Carro (1968), García Palacios (1973), García Abbad (1977), Aguirre et al. (1976), Díaz Molina (1978).

Posteriormente, aparecen otras publicaciones: Alferez y Brea (1981), Alferez et al. (1982), Alvarez Sierra et al. (1987), Daams (1989), Daams et al. (1986, 1989), Díaz Molina (1978), Díaz Molina (1979 a, b), Díaz Molina y López Martínez (1979), Junco et al. (1983), Díaz Molina y

Bustillo Revuelta (1985), Astudillo et al. (1985), López et al. (1988), Querol (1989), Racero (1988), Sánchez (1984), Torres y Zapata (1985, 1986, a, b, c), Torres et al. (1984 a, b) y Utrilla et al. (1987).

Desde los años sesenta se comienza también a reunir una amplia documentación sobre la zona, que aunque inicialmente dirigida a ingeniería geológica y a investigación minera, finalmente dan un volumen grande de datos sobre el Cenozoico de la zona: ENADIMSA (1976 a, b, 1977), ENRESA (1987, 1989), ENUSA (1984), JEN (1980), MOP (1965).

De manera directa o indirecta, se puede decir que los trabajos de los autores antes citados han encontrado algún reflejo en esta Memoria, aunque si se tuviera que hacer una elección, hay que citar (por orden alfabético) los siguientes: Aguirre et al. (1976) que datan las discordancias intracenozoicas del área, Capote y Carro (1970) y Albeniz y Brell (1976) que definen las discordancias sintectónicas de la zona, Díaz Molina (1978) y Díaz Molina y López (1979) que aportan los primeros datos paleogeográficos y bioestratigráficos, ENADIMSA (1976, 1977) y ENUSA (1984) donde se recogen las primeras cartografías del Cenozoico de la cuenca y nuevas interpretaciones paleogeográficas, López et al., que definen y correlacionan las diversas unidades existentes en las cuencas neógenas ibéricas, Orti et al. (1988) cuyos datos sobre geoquímica de evaporitas han permitido corregir algunas teorías sobre áreas fuente, Querol (1989) y Racero (1988, 1990) que reinterpretan los datos del subsuelo de la cuenca del Tajo, Sánchez-Soria y Pignatelli (1967) verdaderos precursores de la cartografía moderna en la zona, Torres y Zapata (1986), que publican una síntesis de la evolución cenozoica de la cuenca, Torres et al. (1984) que demuestran la interrelación de eventos de la Depresión Intermedia y de la Cuenca del Tajo y Utrilla et al. (1987) que caracterizan geoquímicamente las evaporitas de la cuenca.

Los trabajos de Alvaro et al. (1978) y Alvaro y Guimera (en prensa) han encontrado un amplio eco al interpretar la evolución geotectónica de la cuenca y zonas circundantes.

3. SITUACION GEOGRAFICA GENERAL

El conjunto Cuenca de Madrid - Depresión Intermedia, comprende una amplia zona de perímetro triangular irregular, con una alineación Norte-Sur, que independiza la Depresión Intermedia. Figura 5.1.

El borde Norte está constituido por el Sistema Central, en su mayor parte compuesto por rocas ígneo-metamórficas.

El borde Sur, queda configurado por los Montes de Toledo, que tienen una composición litológica bastante similar a la del Sistema Central.

El borde Este está constituido por el borde occidental de la Cordillera Ibérica. En su composición litológica predominan los materiales carbonatados mesozoicos, aunque también hay amplias zonas constituidas por rocas siliciclásticas.

La Sierra de Altomira marca de divisoria para estas dos unidades paleogeográficas: se trata de una sierra muy larga (N-S) y estrecha (E-O), que se digita y ensancha claramente hacia el borde meridional de la cuenca.

El borde Sur de la Depresión Intermedia y parte del de la Cuenca de Madrid, se difuminan hacia la Llanura Manchega, que constituye otro dominio geológico, donde fundamentalmente afloran materiales más modernos que los de las dos cuencas antes citadas.

4. UNIDADES DIFERENCIADAS

En el conjunto formado por la Depresión Intermedia y la Cuenca de Madrid, se han diferenciado tres unidades informales de rango superior, separadas por discordancias bien definidas en las dos cuencas, que, a su vez, se subdividen en subunidades o unidades menores. De estas grandes unidades, de manera sintética se puede decir que contienen toda la historia geológica de la zona, desde la retirada del mar cretácico hasta el Plioceno.

Han sido denominadas (informalmente) Figura 5.2:

Unidad Cretácica-Paleógena.

Unidad Paleógena.

Unidad Neógena.

En un sentido casi equivalente al empleado en ITGE (en prensa), en Querol (op. cit.), Racero (op. cit.) y en este libro. De manera muy general, sus caracteres distintivos son los siguientes:

- Unidad Cretácica-Paleógena:

Puede ser considerada como "preorogénica", en sentido lato, considerando que su depósito fue anterior a la primera fase de orogenia alpina detectada en la zona. Contiene dos subunidades, definiendo el final de los tiempos mesozoicos y el inicio de los cenozoicos. Durante su depósito no existía la estructuración actual de la zona, el Sistema Central no constituía un umbral aunque, posiblemente, sí un alto fondo. Esta unidad se depositó en una zona en la que existían grandes contrastes de subsidencia.

- Unidad Paleógena:

Su depósito va a responder al paroxismo de la deformación alpina. Se puede asimilar a una tectofacies con potentes series detríticas en los bordes sin rupturas internas de importancia. La Sierra de

Altomira ya existía, independizando, al menos parcialmente, las dos cuencas. Durante el depósito de esta unidad no se dieron contrastes de espesores (subsistencia), tan marcados como las que tuvieron lugar en el de la precedente.

- Unidad Neógena:

Tiene un carácter postorogénico. Al menos en el dominio de la Depresión Intermedia, la serie se estructura internamente con una serie de discordancias menores, que configuran una discordancia progresiva. El onlap de sedimentos llega a sobrepasar la mayor parte de la Sierra de Altomira, marcando, en definitiva, la colmatación final de las dos cuencas.

A continuación se van a describir los caracteres cronoestratigráficos, paleontológicos y sedimentológicos de cada una de estas unidades, primeramente para cada cuenca y posteriormente de forma conjunta al realizar un análisis de cuenca y paleogeográfico para cada una de ellas.

4.1. UNIDAD CRETACICA - PALEOGENA.

El hecho de tratar estos materiales como una sola unidad, comprensiva, se justifica por dos hechos fundamentales: por una parte el carácter concordante, a nivel de afloramiento, entre las dos subunidades que la componen, aunque regionalmente se ha querido reconocer la existencia de una discordancia cartográfica entre ambas. Por otra parte, se va a ver que entre ambas existe una notable convergencia de facies, no sólo a nivel de gran cuenca, sino también en el ámbito local, de forma que las areniscas arcósicas ("facies utrilloides"), no son exclusivamene representativas de la subunidad más moderna. Además en las líneas sísmicas no es posible separarlas. En resumen: reflejan el cambio general de condiciones de sedimentación que se produjo con la retirada del mar cretácico y la implantación de condiciones de sedimentación netamente continentales.

A este carácter regresivo general se suma otro, no menos importante, como es que estos depósitos son claramente "pretectónicos" es decir: tuvieron lugar antes de que se produjera la primera fase alpina de tectónica compresiva, que tendrá lugar en el Arverniense en la fase Castellana de Pérez González et al. (1971). Se ha comprobado el desarrollo de basculamientos a gran escala y desarrollo de cubetas locales, Meléndez et al. (1985), que indican fenómenos de subsidencia diferencial. A techo de la subunidad más superior, la aparición de detríticos procedentes de áreas fuentes locales, en las que sólo hay rocas mesozoicas (del Cretácico), sugiere que algunas estructuras se estaban comenzando a levantar, Torres y Zapata (1986).

4.1.1. Depresión Intermedia

En esta cuenca equivale al conjunto formado por la Unidad Basal y Unidad Detrítica inferior de Díaz Molina (op.cit.). La primera de estas formaciones también equivale a la Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra de Meléndez et al. (op.cit.), la segunda aparece citada bajo el nombre de Primer Ciclo Paleógeno en Torres y Zapata (op.cit.).

Sus afloramientos, Figura 5.3, aunque no muy extensos, sí están representados en prácticamente toda el área. De manera primordial aparecen ligados al flanco oriental de la Sierra de Altomira, al borde occidental de la Ibérica, a los sinclinales de Mariana-Cañamares y de Cuenca y a los anticlinales de Zafra de Záncara, Córcoles, Pareja, Viana y Trillo. Los primeros datos formales sobre esta unidad, se citaron en Sánchez-Soria y Pignatelli (1967) y en MOPU (op.cit.). La primera cartografía integral a nivel de cuenca, se recoge en ENADIMSA (1976) y posteriormente en ENUSA (op.cit.).

En esta unidad se separan dos subunidades: la inferior más evaporítica, más detrítica la superior, Figura 5.4.

La subunidad inferior, denominada por otros autores como Unidad Basal, facies Garum y Fm. Arcillas, margas y yesos de Villalba de la

Sierra, se desarrolla desde el Campaniense-Maastrichtiense al Eoceno medio. Estos límites de edad vienen definidos, tanto por las abundantes dataciones de charáceas recogidas en Grambast (1974), Gutiérrez y Robles (1976), Viallard (1966, 1969) y Viallard y Grambast (1970), así como por una asociación de foraminíferos encontrada en la hoja MAGNA de Priego (in litt.). La edad del techo viene acotada la cronología proporcionada por un yacimiento de charáceas en la hojas de Las Majadas ITGE (1989). Consideraciones sobre sus contenidos paleontológicos y posición estratigráfica, pueden consultarse en la memoria correspondiente a la hoja MAGNA de Priego (ITGE op.cit.).

En los cortes estratigráficos realizados en la Depresión Intermedia, especialmente en el Sinclinal Mariana-Cañamares, Figura 5.4, se suelen poder diferenciar claramente tres tramos: uno inferior lutítico-yesífero con pasadas de arenas arcósicas, otro intermedio, compuesto predominantemente por anhidritas nodulares con frecuentes estructuras tipo "chicken wire", intercalaciones de dolomías y calizas, y otro tramo lutítico yesífero superior, también con pasadas arcósicas. Estos materiales, que como ya se ha citado, corresponden a la Formación Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra, definida por Meléndez y Ramírez del Pozo (1972), pasan hacia el este a depósitos de carácter francamente marino "calizas de Lacazyna" mientras que hacia el sur se depositaron materiales continentales (lacustres): Formación Calizas y margas de Sierra Perenchiza.

Los datos de la geología de subsuelo, Querol (op. cit.), Figura 5.5, indican que esta formación está ligada relativamente a la Fm. Brechas de Cuenca, que en profundidad, aparece como una alternancia de dolomías y anhidritas. La aparición de la Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra se marca con la llegada brusca de material detrítico tamaño arcilla.

La parte superior de la Unidad Cretácica-Paleógena, Figura 5.4, ha sido descrita como "Unidad detrítica inferior", Díaz Molina (1978) y como Primer Ciclo Paleógeno en Torres y Zapata (op. cit.). En esta zona su desarrollo estratigráfico está paleontológicamente delimitado con

exactitud, ya que estaría acotada entre el yacimiento de charáceas del techo de la Unidad Cretácica-Paleógena, el de Alcázar del Rey, Díaz Molina y López (1979), con *Paleotherim castrense* Noulet, del Eoceno medio (Rhenaniense) y el yacimiento de micromamíferos de Pareja Daams et al. (1989) (Arverniense). Es destacable el hecho de que no hay diferencias cronoestratigráficas muy marcadas entre el techo y muro de las subunidades que componen esta unidad, ya que ambas se sitúan en el Eoceno medio.

Hasta el paralelo de Priego, esta unidad se puede interpretar como parte de un abanico aluvial húmedo, que a partir de este punto va a pasar a indentarse con materiales lacustres carbonatados (Córcoles), pasando finalmente a materiales exclusivamente carbonatados como es el caso de la zona de Viana de Mondejar-Trillo. Esta distribución de anillos de facies sólo se puede explicar admitiendo una distribución de paleocorrientes S-N, de manera que el área fuente estaría al sur de la Depresión Intermedia, ya en la Mancha, compuesta por rocas paleozoicas y probablemente granitos. Figura 5.6.

Estos materiales carbonatados aparecen claramente en conexión con el conjunto de depósitos de la Depresión Intermedia, hasta la hoja de Cifuentes, ITGE (inédito) y sóloamente vuelven a aparecer en el anticlinal de Baides en la hoja de Ledanca, ITGE (inédito) y algo más al norte de esta estructura en Huermeces de el Cerro, ya en la zona de confluencia del Sistema Central y la Cordillera Ibérica.

La parte inferior de la unidad Cretácica-Paleógena posee espesores que oscilan, en la Depresión Intermedia, entre 200 y hasta tres veces este espesor, Figura 5.7 y Querol (este volumen), posiblemente en relación con una diferenciación precoz de cubetas muy subsidentes en la cuenca evaporítica finicretácica. La subunidad superior, ya francamente continental, posee espesores que varían poco y que oscilan entre 100-120 m. salvo erosión.

4.1.2. Cuenca de Madrid

En la Cuenca de Madrid, Figura 5.3, estos materiales afloran menos extensamente que en la Depresión Intermedia, aún así, pueden citarse los siguientes afloramientos: Anticlinal de Baidés-Huérmedes del Cerro, Quijorna, Arroyo Santibañez, Torrelaguna-Uceda, Beleña de Sorbe, Torremocha, Jadraque, borde sur de la Sierra de Guadarrama y borde norte de los Montes de Toledo. En esta cuenca, no resulta fácil, al menos en geología de superficie establecer una diferenciación neta entre unos materiales inferiores, evaporíticos con presencia local de siliciclásticos, y otros más detríticos y carbonatados suprayacentes. De hecho se trata de un mosaico de pequeños afloramientos algo difíciles de correlacionar entre sí. Salvo los materiales de Torrelaguna (sulfatados), los de Baidés-Huérmedes del Cerro (sulfatados y carbonatados) y Jadraque-Cogolludo (sulfatados), los restantes tendrán una dominancia detrítica muy notable.

En el Anticlinal de Baidés y área de Huérmedes del Cerro, en el vértice NE del conjunto de las dos cuencas, Arribas (1982), cita una edad Oligoceno inferior, para un nivel cercano a la base, aunque posteriormente por macro y microvertebrados, Arribas (1986), la data como Headoniense (Eoceno superior) por lo que no parece discrepar tanto de las dataciones obtenidas en la Depresión Intermedia.

En esta zona, Figura 5.8, Ríos et al. (op.cit.), se diferencia un conjunto evaporítico inferior ("facies Garum") de otro carbonatado superior muy potente, en el que aparece una ruptura sedimentaria, Fig. H, marcada por la aparición brusca de materiales lutíticos y arenosos sobre los carbonatos antes citados, que sugieren una marcada alteración del entorno circundante. Arribas (1982) cree que este proceso responde a una mayor actividad tectónica. Podría parecer más adecuado establecer que esta llegada de detríticos sería un equivalente al evento de mayor llegada de clastos cretácicos a las "facies utrilloides" de la Depresión Intermedia s.s., preludiando la Fase Castellana (IntraArverniense) de deformación alpina.

Según Portero y Olive (1984), esta unidad comprende la Unidad silíceo-arcillosa de Quijorna, la Unidad arcósica plegada del Arroyo de Santibañez, Unidad de lutitas rojas, yesos y conglomerados de Torrelaguna-Uceda, la Unidad mixta terrígeno-carbonatada de Beleña de Sorbe-Torremocha y la sulfatada de Jadraque-Cogolludo.

En el borde norte del Sistema Central Portero y Olive (op.cit.) describen la "Unidad silíceo-arcillosa de Quijorna" ala que atribuyen un medio de depósito francamente continental (abanicos aluviales húmedos), atribuyéndoles una edad "paleocena-eocena" s.l., pero sin llegar a desecharse la posibilidad de que también sean cretácicas. De hecho en la hoja MAGNA, IGME (op.cit.) se les da, en parte, edad cretácica. litológicamente se presentan como arenas arcósicas, idénticas a las de la Fm. Arenas de Utrillas, con intercalaciones de lutitas abigarradas con arena dispersa y un nivel de silicificación.

Del Olmo y Martínez Salanova (1989), Figura 5.9, asimilan estos depósitos a "sebkhas" costeras, relacionadas, a su vez, con las áreas de influencia mareal del borde norte del Sistema Central, donde se han identificado depósitos muy similares a los descritos para la "Unidad silíceo-arcillosa de Quijorna". Estos autores suponen un sistema deposicional relativamente complejo, adosado a un relieve granítico muy poco definido, caracterizado por dar sistemas de "fan delta", parte de los cuales sufrirán cierta influencia mareal, mientras que en otras partes, entre abanicos, se depositarán materiales evaporíticos de "sebkha".

Es muy característico de esta unidad la ausencia de clastos del Cretácico. Se le atribuye una edad Campaniense superior-Eoceno, que encaja muy bien con los datos de la Depresión Intermedia.

Estos materiales también parecen aflorar en el borde norte de los Montes de Toledo, donde se citan "facies utrilloides" idénticas a las de las otras áreas. Recientemente se ha localizado una delgada intercalación carbonatada con microfacies marina, muy posiblemente del Cretácico terminal.

En el borde sur del Sistema Central, más o menos al N. de Madrid, del Olmo y Martínez Salanova (op. cit.) describen unos "Sedimentos polimícticos" de carácter detrítico, concordantes sobre los materiales mesozoicos, y por lo tanto sobre la parte inferior de la Unidad Cretácica-Paleógena, que asimilan a depósitos continentales, de abanico aluvial en clima árido, con unas direcciones de paleocorrientes y distribuciones de facies, que indican que no estaban ligados a las actuales directrices morfoestructurales de la Sierra de Guadarrama, es decir: son pretectónicos, en el sentido de que no se había levantado la sierra cuando tuvo lugar su depósito. Estos autores no correlacionan con los materiales situados al NE, descritos en el párrafo precedente.

Del subsuelo de la Cuenca de Madrid, se dispone de una información derivada de la exploración de hidrocarburos: sísmica y sondeos mecánicos.

Según Racero (1988) estos materiales carbonatados, hacia el O y SO, sondeo Pradillo, pasan a la "Unidad arcillo evaporítica inferior", datada por palinomorfos como Eoceno medio - Oligoceno medio, datación que se superpone bien con la base de la Unidad Paleógena Inferior de la Depresión Intermedia, mientras que el techo parece ser un poco más antiguo, pues sólo llega al Oligoceno medio, y no al superior como en la Depresión Intermedia que, como se ha dicho es de edad Oligoceno superior, aunque en este sondeo podría estar erosionada parte de la serie.

En el Informe ENRESA (inédito) de las cuencas terciarias de Madrid y Tietar, se hace un esquema de distribución de facies, muy útil, ya que recoge de la evolución de los materiales químicos, sondeo Baides, a los arcillo yesíferos que se cortan en el sondeo Pradillo, que a su vez estarían conectados con los materiales arenosos que afloran pobremente en el borde norte de los Montes de Toledo, estando pues ligados a un sistema deposicional distinto al de los materiales carbonatados del ángulo nororiental de la cuenca de Madrid.

4.1.3. Análisis de Cuenca para la Unidad Cretácico-Paleógena

Los datos obtenidos a partir de la investigación sísmica, Querol (este volumen) son significativos, Figura 5.7. En el conjunto de la unidad, se aprecia que el reparto de espesores es poco uniforme: en la zona de la Depresión Intermedia, los valores máximos son de unos 600 m., siempre con carácter localizado, siendo el espesor más constante el de 400 m., que descienden a la mitad (200m) en la vertical de la Sierra de Altomira, tal como el sondeo Tribaldos pone de manifiesto. Desde el accidente de la Sierra de Altomira, y hacia el NO, se produce un rápido aumento progresivo de espesor, que alcanza el valor máximo (>1.200 m.) casi en la vertical de Madrid (Sondeo El Pradillo).

Esta distribución de espesores, va a permitir establecer dos hipótesis paleogeográficas de partida: en lo que a la Depresión Intermedia se refiere parece pausable que este sinclinorio en este momento actuase como depocentro activo, permitiendo una mayor acumulación de materiales fundamentalmente lutítico-evaporíticos. La Sierra de Altomira posiblemente ya actuó como un umbral. Todo esto indica que a finales del Cretácico ya se dieron movimientos diferenciales de levantamiento subsidencia.

En la Cuenca de Madrid, parece evidente que la situación paleogeográfica era marcadamente distinta a la que posteriormente condicionará los depósitos de las unidades siguientes: el Sistema Central, aunque hay pruebas de su funcionamiento como umbral durante todo el Mesozoico, no era zona positiva de importancia, de manera que las actuales cuencas del Duero y Tajo estaban amplia y prolongadamente, en el tiempo, comunicadas. El máximo de espesores aparece en un área literalmente adosada a los materiales graníticos y paleozoicos y la sísmica permite observar que contra ellos literalmente chocan los niveles de anhidrita.

El reparto de facies de la subunidad inferior, Figura 5.10, permite observar que dominaban mayoritariamente las condiciones de "sabkha" costera de influencia marina: depósito generalizado de lutitas grises y verdes (rojas en ocasiones) con abundante yeso selenítico, así como

potentes niveles de anhidrita nodular; dominan las estructuras "chicken wire", generadas por fenómenos de tipo freático-vadoso. Constituyen componentes minoritarios los niveles de conglomerados y areniscas canalizados ("facies utrilloides"), las calizas bioclásticas con foraminíferos marinos y las dolomías con laminación algal. Estos depósitos se desarrollan básicamente en toda la Depresión Intermedia, Sierra de Altomira hasta el Sistema Central, según una línea que seguiría el paralelo que pasa por el sondeo del Pradillo.

Hacia el mar (Tethys) las facies evaporíticas ganan en contenido de carbonatos, de forma que en parte del flanco oriental del sinclinal de Mariana-Cañamares, la mayor influencia marina se manifiesta por potentes brechas carniolares que testimonian una alternancia de dolomías y anhidritas hoy perdida por procesos de disolución-cavitación-colapso.

Hacia el continente aparece una llanura fangosa de contorno falciforme, que engloba Madrid e incluye los sondeos Tielmes y Tribaldos. Muy posiblemente esta llanura fangosa sería de carácter mixto, influencia continental (dominante) y marina.

Hacia el vértice SO de la Cuenca de Madrid, ya parecen dominar netamente los materiales siliciclásticos con carácter canalizado: se trata de depósitos continentales, entre los que esporádicamente se llegan a intercalar niveles métricos de carbonatos marinos con microfauna (Toledo). Se trataría de una llanura aluvial s.l. de poco contraste morfológico y subsidencia posiblemente baja.

El depósito de la subunidad suprayacente, Figura 5.11, viene marcado por una ruptura sedimentaria, especialmente visible en los afloramientos de la Depresión Intermedia, aunque localmente nunca se aprecia discordancia. Sobre los materiales de naturaleza lutítica-anhidrítica, pasan a depositarse materiales siliciclasticos canalizados ("formaciones utrilloides"): arenas y gravas, y lutitas rojas con abundantes procesos edáficos que marcan la dominancia de unas facies que ya se empezaron a insinuar en la subunidad inferior, aunque siempre con carácter minoritario. En esta cuenca el reparto de facies: siliciclásticos canalizados hasta el paralelo Torralba-Córcoles y calizas lacustres

(dominantemente algales) hacia el norte, indica que la zona positiva del área fuente estuvo situada hacia el sur en la Mancha o Montes de Toledo, indentándose un sistema de canales con una zona lacustre carbonatada que ocupaba la mitad norte de la cuenca y llegaba hasta el Sistema Central (Baides).

En la cuenca de Madrid los sistemas más detríticos aparentemente se localizaban exclusivamente en el borde norte de los Montes de Toledo y extremo SO del Sistema Central, indentándose con una extensísima llanura fangosa, sondeos de Tielmes, Tribaldos 1 y Santa Bárbara 1, que desde el límite norte de Madrid hasta el Sistema Central dejaba un área de "sebkha" continental con depósitos anhidríticos, relictos de la infrayacente mucho más extensa, que en su vértice NE podría llegar a indentarse con los materiales lacustres-carbonatados de Baides.

A techo de esta unidad, y en las dos cuencas, se detectan pequeños desequilibrios generales que en Baides se reflejan en una ruptura sedimentaria, quizás de carácter local, que en la Depresión Intermedia se evidenciarán a través de una mayor frecuencia de materiales clásticos carbonatados de procedencia local, ocasionalmente relacionados con canales que siguen direcciones poco habituales, Alcázar del Rey, ENUSA (op.cit.).

4.2. UNIDAD PALEOGENA.

Esta unidad equivale p.p. a la unidad detrítica superior de Díaz Molina (op.cit.) y al Segundo Ciclo Paleógeno de Torres y Zapata (op.cit.).

Globalmente viene a definir en las dos cuencas la respuesta deposicional a la primera fase compresiva de la Orogenia Alpina, Fase Castellana de Pérez González et al. (op.cit.). Tiene pues un carácter general de unidad sinorogénica o tectofacies.

4.2.1. La Unidad Paleógena en la Depresión Intermedia

Esta unidad aflora en zonas relativamente extensas de la cuenca, aunque usualmente se trata de áreas discretas, Figura 5.3 y 5.12, relacionadas con las estructuras mesozoicas y siempre en discordancia angular y erosiva sobre los materiales de la Unidad Cretácica-Paleógena, nunca sobre materiales más antiguos.

Aflora contorneando la cuenca a lo largo de todo el borde oriental de la Sierra de Altomira. En el borde occidental de este accidente estructural y orográfico aparece fundamentalmente en el anticlinal de Sayatón (Guadalajara). Forma parte de las estructuras anticlinales de Trillo-La Puerta-Pareja-Córcoles, Huete, Carrascosa del Campo, Zafra de Záncara, San Lorenzo de la Parrilla y Carrascosa de Haro. En el borde oriental de la Serranía de Cuenca aparece entre Tondos y Tórtola y en un anticlinal al este de Priego.

En la Depresión Intermedia la base de esta Unidad viene claramente definida por la datación proporcionada por el yacimiento de Cerro Arenoso de edad Arvernense superior, Torres et al. (1986), que se sitúa inmediatamente sobre la discordancia de la fase IntraArvernense o fase Castellana. Anteriormente, este yacimiento fue erróneamente situado en el techo de la Unidad Cretácica-Paleógena.

El techo de la unidad ha sido interpretado por ENUSA (op.it.) y Torres y Zapata (1985, 1988) como definido por una brusca alteración en las condiciones de funcionamiento general de la cuenca, a causa de un levantamiento originado por una fase de deformación alpina, fase IntraAgeniense, que viene a coincidir casi exactamente con el límite Oligoceno-Mioceno. Encima y en discordancia angular y erosiva (es una discordancia progresiva), se situaría de Unidad Neógena. En esta unidad predominan de manera casi absoluta las condiciones de depósito fluvial, de forma que son extraordinariamente frecuentes los niveles de areniscas canalizadas que se intercalan en potentes lutitas rojas con abundante yeso diagenético, paleosuelos carbonatados y decoloraciones hidromórficas. En áreas proximales son muy frecuentes potentes tongadas

de gravas canalizadas, en las que predominan los cantos procedentes de rocas carbonatadas del Jurásico y Cretácico. Son especialmente visibles en Valdeganga-Tórtola, anticlinal de Priego, Alcantud (hoja de Valdeolivas), Trillo, borde oriental de la hoja de Cifuentes y anticlinal de Durón. Hacia zonas de centro de la cuenca estas gravas aparecen como barras longitudinales o depósitos de carga residual. Las arenas, en sondeo poseen colores reducidos, grises, y su cementación es en muchas ocasiones poco importante. Fueron depositadas en un sustrato empapado en agua, que manteniendo el nivel de base alto impidió el desarrollo de condiciones oxidantes. Este sustrato plástico también fue el responsable de las frecuentes deformaciones hidroplásticas: "sand pillows", "flame structures" y diques clásticos.

Estos materiales canalizados fueron transportados y depositados por un sistema de canales, abanico fluvial, en el que probablemente por causa del gradiente hidráulico, alternaron condiciones de baja y alta sinuosidad, aunque en algunas zonas se da una dominancia de canales de alta sinuosidad con abundantes fenómenos de alta sinuosidad (anticlinal de Priego). Para una descripción de estos canales cf. Díaz Molina (op.cit.).

De acuerdo con ENUSA (op.cit.) las areniscas son predominantemente de naturaleza litarenínica y sublitarenítica. En general la clasificación es muy buena. Las lutitas, García Palacios (op.cit.), están fundamentalmente compuestas por illitas detríticas y en menor proporciones sepiolitas y atapulgitas.

En algunos puntos de la cuenca afloran materiales en facies que difieren bastante de las facies fluviales antes descritas. Un ejemplo muy típico lo constituyen los depósitos que contienen el yacimiento de Cerro Arenoso: mantos de arroyada que, individualmente, tienen potencias decimétricas o menores, en los que gravas cuarcíticas, canalizadas de la unidad infrayacente, se empastan en lutitas rojas y hay abundancia de niveles de carbonatos que son suelos calcáreos o láminas carbonatadas lacustres. Depósitos similares pero más extensos se adosan a la Sierra de Bascañana al norte de Cuenca (ciudad) y en el sinclinal de Tondos.

En el Anticlinal de Pareja, hay depósitos de abanico aluvial árido similares a los descritos, pero en este caso la unidad infrayacente (subunidad superior de la Unidad Cretácica-Paleógena) está compuesta por calizas de algas y los depósitos, con fuerte pendiente sindeposicional gradan rápidamente en sentido de la paleopendiente a lutitas rojas de alteración.

Hasta hace poco, no se habían identificado en la cuenca depósitos químicos de importancia ligados a esta unidad. Actualmente se interpreta que parte de los materiales del flanco oriental del anticlinal de Córcoles son atribuibles a esta unidad. Previamente se situaron en la subunidad superior de la Unidad Cretácica-Paleógena que en este anticlinal está formada por calizas, fundamentalmente algales.

Esta nueva interpretación, deriva de las determinaciones micropaleontológicas por micromamíferos, que se han realizado a partir de una serie de muestras obtenidas al lavar testigos de sondeo, que se incluyeron en los programas de determinación de microfacies dentro del plan general de trabajos de ENUSA (op.cit.) de la cuenca.

Según López y Torres (en prensa), se han podido determinar cerca de treinta restos paleontológicos que vienen a confirmar que la mayor parte de los sedimentos carbonatados cortados por los sondeos de ENUSA de esta zona, Fig. 5.13, se depositaron durante el Oligoceno. Sólo el sondeo Alcocer (562/9) cortó niveles carbonatado-evaporíticos, que podrían incluir el techo de carbonatos de la Unidad Cretácica-Paleógena. Varios sondeos (562/9, 538/2, 538/1) cortan carbonatos y sulfatos de edad Oligoceno inferior-medio. Pero la mayor parte corta un potente paquete pluridecamétrico de carbonatos y sulfatos, que con notable continuidad proporcionan una edad Oligoceno superior (más concretamente la biozona W de la biozonación de Alvarez et al. (1987).

Todavía por encima de este nivel continuo, se sitúa otro de características similares, ya más digitado, en el que se ha obtenido una buena correlación, situándose en el Ageniense inferior, en la zona de "transición" de Alvarez et al. (op.cit).

Este nivel se correspondería en edad con la del yacimiento de Moncalvillo de Huete (al N. de esta localidad), en este caso asociado a un abanico aluvial, aunque estrictamente el yacimiento se sitúa en lutitas entre canales, a cuyo techo sitúan ENUSA (op.cit.), Torres y Zapata (op.cit.), el techo de la Unidad Paleógena (también denominada Unidad Detrítica Superior y Segundo Ciclo Paleógeno).

Por encima de estos materiales químicos hay un brusco aumento de la frecuencia y espesor de areniscas canalizadas, que se interpreta como la ruptura que marca el inicio de la sedimentación neógena.

De acuerdo con los datos de ENUSA (op.cit.) se trata de calizas micríticas oquerosas, calizas arcillosas con lumaquelas de gasterópodos de los géneros *Limnaea*, *Bithynia* e *Hidrobia*, restos de peces (dientes faríngeos de ciprínidos), girogonitos de caráceas y restos de plantas, que ocasionalmente dan niveles de lignito. Estos niveles carbonatados pasan bruscamente a yesos bioturbados de color crema.

Más recientemente, Torres y Barettino (in litt.) han llegado más lejos en esta correlación, que se puede extender ampliamente hasta el propio sondeo de Torralba, donde se detecta una potente serie de calizas micríticas, pero más frecuentemente arcillosas, que equivale sin poder precisar más, al conjunto de materiales carbonatados oligocenos ya descritos. De acuerdo con los mapas de la interpretación de las líneas sísmicas, Querol (1990) en esta zona no hay accidentes estructurales de especial importancia, hasta un sistema de fallas inversas de gran importancia en las inmediaciones del sondeo de Torralba, cf. Mapa, este volumen.

De acuerdo con Díaz de Neira (com.pers.) estos materiales carbonatados salen sobre el flanco oriental del anticlinal de Córcoles, explicando la diferencia de espesores de material carbonatados en los dos flancos, que en ENUSA (op.cit.) fue interpretada erróneamente como una sola unidad. A techo de estos carbonatos, ya en el Neógeno, aparece el yacimiento "Alcocer transbordador", de edad Ageniense superior, ENUSA (op.cit.), que posteriormente ha sido denominado "Alcocer 3a" por Alvarez et al. (1987).

Es muy importante resaltar el hecho de que no existen diferencias de edad entre las faunas que definen el techo de la Unidad Cretácica-Paleógena (Pareja) y el muro de la Unidad Paleógena (Cerro Arenoso).

El desarrollo de la unidad suprayacente, vendrá definido por una profunda alteración de las condiciones paleogeográficas de la cuenca que se tratará posteriormente.

4.2.2. La Unidad Paleógena en la Cuenca de Madrid

En la cuenca de Madrid, Figura 5.3, los materiales atribuibles a esta unidad, no tienen casi representación en superficie, ya que, en general, los materiales aflorantes se pueden atribuir con bastante certeza a la Unidad Cretácica-Paleógena. Pese a ello, gracias a las líneas sísmicas, sondeos de hidrocarburos y de geotermismo, se ha podido dilucidar algo sobre sus características más generales. Afloran discordantes sobre la unidad Cretácica-Paleógena en el anticlinal de Baidés, ITGE (op.cit.) y en ENRESA (inédito) se citan materiales de esta edad en la zona de la zona de Jadraque-Beleña-Cogolludo-Cendejas, que corresponden a depósitos de abanicos aluviales coalescentes con carácter progradante, que en zonas distales suelen relacionarse con sistemas palustres.

Afloran en el anticlinal de Sayatón (Guadalajara), siguiendo el borde occidental de la Sierra de Altomira, asociado a una estructura pliegue-falla inversa profunda, con flancos asimétricos: el oriental tendido y el occidental vertical. En Sayatón hay una alternancia de niveles de detríticos canalizados, canales de pequeño desarrollo y materiales sulfatados y carbonatados. Este yacimiento ha sido datado recientemente y su edad coincide bien con la que se le atribuye al techo de la Unidad Paleógena, cf. Daams (1989).

En las zonas centrales de la cuenca del Tajo, los materiales paleógenos están recubiertos por materiales neógenos, por lo que la observación

resulta de todo punto de vista imposible. Pese a ello, sus características generales se conocen bastante bien gracias a los datos aportados por RACERO (1986). En el sondeo Pradillo esta unidad posee, según el autor, una edad comprendida entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior. Según López (com.pers.) estos restos de micromamíferos, encontrados a una cota de unos 600 m. bajo la emboquilladura del sondeo, datan la zona MNO o la MN1 de la biozonación de MEIN (1975), que vendría a corresponder con la zona W o la X de la biozonación de DAAMS y VAN DER MEULEN (op.cit.). Según los datos contenidos en ENRESA (inédito), referentes a la cuenca de Madrid, Figura 5.14, exactamente por encima de este nivel con fauna, se situaría una marcada ruptura sedimentaria que definiría el inicio de la sedimentación neógena en esta cuenca. Como se puede apreciar, existe una sincronía excelente entre ambas en este momento. En el sondeo Pradillo 1, Racero (op.cit.) separa una potente unidad inferior de carácter detrítico relacionada con sistemas de abanicos aluviales áridos de escaso desarrollo, que dan sedimentos de colores reducidos muy mal clasificados. A techo aparece otra potente unidad, evaporítica, dolomías -calizas- anhidritas, que marcan el final de la unidad.

El sondeo Tielmes, Racero (op.cit.), permite poner de manifiesto algunos datos verdaderamente interesantes: por encima de los materiales de la Unidad Cretácica-Paleógena, aparece una potentísima serie lutítico-evaporítica, sobremontada por otra en la que prácticamente sólo hay materiales químicos (anhidrita, yeso, dolomías y sal) que podría ser el equivalente distal de toda la serie fluvial visible en la Depresión Intermedia. El autor, tentativamente correlaciona parte de los materiales químicos de los dos sondeos (Pradillo y Tielmes), ver Plano (este volumen).

4.2.3. Análisis de Cuenca de la Unidad Paleógena

Uno de los fenómenos más llamativos del depósito de esta unidad en la Depresión intermedia, está en el desarrollo de un sistema fluvial de enorme desarrollo longitudinal, Figura 5.15. Este sistema, que en su inicio se orientaba en dirección SE-NO, a la altura de Carrascosa del

Campo (aprox.) pasa a dirigirse netamente hacia el norte, de forma que parece haber estado condicionado por un surco, cuyo borde occidental era la Sierra de Altomira con la configuración que mostraba en aquel momento, que muy posiblemente era de una topografía menos marcada que cuando se depositaron los materiales del Neógeno. Este sistema fluvial, frente distal de un abanico aluvial húmedo, ha sido descrito localmente con mucho detalle por Díaz Molina (op.cit.), aunque en opinión de ENUSA (1984), al menos de manera predominante no era estrictamente endorréico, en lo que a la Depresión Intermedia se refiere: al sur de Durón iba a perderse en la Fosa del Tajo. Este sistema fluvial, también recibía aportes de abanicos aluviales húmedos de menor entidad, que, con dificultad, se pueden ir reconociendo en los borde orientales de la Depresión Intermedia. Aparecen cerca de Tórtola en la hoja de Villar de Olalla, cerca de Alcantud en la Hoja de Valdeolivas, en Durón en la hoja de Sacedón y al este de Trillo en la de Cifuentes. Estos sistemas deposicionales, tuvieron un control estructural verdaderamente estricto, de forma que la preexistencia de algunos umbrales y fosas, será determinante para su desarrollo espacial.

Ya se ha indicado que la Sierra de Altomira constituyó una guía eficaz para el principal sistema fluvial de esta unidad. El umbral del anticlinal de Córcoles pudo ser la guía del abanico con el ápice cerca de Alcantud, mientras que la Depresión de Mantiel al N. de Durón condicionó este abanico aluvial húmedo.

Estos sistemas de abanicos aluviales, al tener unas directrices y controles estructurales muy bien definidos que están, en definitiva, ligados a accidentes tectónicos muy profundos (cabalgamientos en una tectónica de zócalo y cobertera), van a tener una notable recurrencia durante el depósito de los materiales de la Unidad Neógena, de manera que de forma habitual habrá una subreimposición de las zonas aplicables de los abanicos de la Unidad Neógena sobre las de la Unidad Paleógena, aunque entre ambos existirá una marcada discordancia angular y erosiva.

Durante el depósito de esta unidad, se produce un cambio decisivo y profundo en las características litológicas y situación paleogeográfica del área fuente, ya que pasará de ser un área paleozoica (pizarras y

cuarcitas) y granítica, situada en la vecindad de la Mancha actual a un área mesozoica en el interior de la Ibérica, donde la mayoría de los materiales serán rocas de origen químico o detríticos, usualmente de grano fino (arcillas y margas). No se ha de olvidar que la unidad infrayacente también proporcionará abundantes materiales siliciclásticos.

En este momento será cuando comience el "gran reciclaje de evaporitas" definido por Orti et al. en el que grandes cantidades de sulfatos del Cretácico terminal (Base de la unidad T1) y del Jurásico (Liásico inferior) serán disueltos y resedimentados en las cuencas Cenozoicas continentales.

En opinión de ENUSA (op.cit.) y Torres y Zapata (op.cit.), los materiales de origen químico asociados a esta unidad, están muy poco representados en la Depresión Intermedia y habría que identificarlos en la actual cuenca de Madrid. No obstante, algunos sondeos dedicados a la investigación de minerales radiactivos, encontraron en las hojas de Priego (563), Sacedón (562) y Valdeolivas (538) potentes niveles (de varias decenas de metros) de materiales de origen químico: sulfatos y carbonatos. Gracias a los datos aportados por López y Torres (op.cit.), ahora se puede ampliar notablemente el área que se interpretó como cubierta por sedimentos de origen químico. Parece pues demostrado que en una amplia zona, de sombra de energía, desarrollada al abrigo del anticlinal de Córcoles-Pareja-La Puerta-Viana, se potenció una sedimentación de menor influencia clástica, que hacia el borde sur de la hoja de Priego, ITGE (en prensa) ya se pierde. Este fenómeno ya fue interpretado en Torres y Zapata (op.cit.), aunque se situó en la unidad suprayacente, pero sin poder definir claramente si incluía materiales paleógenos.

Los sistemas deposicionales de la Unidad Paleógena en la Cuenca del Tajo, aunque aflorando sólo en contadas ocasiones, vienen a ilustrar perfectamente el cambio paleogeográfico a que dió lugar la fase castellana de la orogenia alpina: el sistema Central ya se ha levantado, constituye una zona positiva importante, y se convierte en área fuente de un número importante de abanicos aluviales, de no excesivo desarrollo

radial (longitudinal), pero, que coalescen lateralmente configurando bajadas. Estos materiales detríticos, Figura 5.16, se van a adosar a todo el Sistema Central, Montes de Toledo y Sierra de Altomira (Oeste). Evolucionarán centrípetamente a lutitas carbonatadas y/o yesíferas y a yesos y carbonatos. Los sondeos Tres Cantos y Pradillo cortan fundamentalmente materiales detríticos, mientras que los de Baides, Santa Barbara 1 y Tribaldos 1 cortan series de naturaleza química.

En esta unidad no se da un contraste de espesores tan marcado como en la precedente, Figura 5.16, ya que en la Depresión Intermedia suele permanecer alrededor de los 600 m., desciende en los bordes occidentales de la Sierra de Altomira (Sondeo Tribaldos 1) y va creciendo paulatinamente hacia el NO, llegando a superar los 1.200 m. en el Sondeo El Pradillo, que está situado al norte de Madrid. Al igual que ocurrió en la Unidad Cretácica Paleógena, en la Cuenca de Madrid, el depocentro se sitúa adosado al Sistema Central con su eje mayor en dirección SO-NE, pero es menos elongado, en especial hacia el NE, ya que no alcanza la zona del sondeo Baides 1.

4.3. UNIDAD NEOGENA.

Esta unidad corresponde a la Unidad Terminal de Díaz Molina (op.cit.), al conjunto formado por el Primer Ciclo Neógeno, Segundo Ciclo Neógeno, Tercer Ciclo Neógeno y Cuarto Ciclo Neógeno de Torres y Zapata (op.cit.) y a la Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior y Plioceno de Junco et al.

Torres, Junco, et al. (1984) realizan una correlación entre los materiales del Neógeno de la Cuenca del Tajo y de la Depresión Intermedia.

Las conclusiones de este trabajo, en el que se diferencian cuatro megasecuencias (las dos primeras corresponden a la unidad inferior), se mantienen en plena vigencia, Figura 5.17, y servirá de núcleo de esta descripción.

El inicio de la Unidad Neógena vendrá marcado por un acontecimiento tectónico, fase IntraAgeniense, de deformación alpina, que en la Cuenca de Madrid aparecerá como una ruptura sedimentaria mayor por progradación hacia el centro de la cuenca de los sistemas de abanicos aluviales. En la Depresión Intermedia esta deformación originará el levantamiento de la Sierra de Altomira y el cierre de la comunicación existente entre la Depresión Intermedia y la Cuenca de Madrid.

4.3.1. Depresión Intermedia

4.3.1.1. Primer Ciclo Neógeno.

Tal y como se ha citado en la introducción a este apartado, la Unidad Neógena se iniciará con una profunda alteración de la paleogeografía de la zona, ya que a la altura de Chillarón del Rey, la cuenca se va a estrangular, perdiéndose su conexión con la cuenca de Madrid. La cuenca pasará en casi toda su extensión, durante el intervalo de tiempo que comprende el depósito del Primer y Segundo Ciclos Neógenos, a funcionar en régimen de endorreismo.

En un momento, que se sitúa en el Ageniense superior (biozona Y de Daams y Van der Meulen) se produce un levantamiento de las zonas de umbral, que localmente se va a reflejar en unos depósitos de abanico aluvial que canibalizan las areniscas canalizadas de la Unidad Paleógena. Este fenómeno es claramente observable en todo el borde oriental de la Sierra de Altomira y especialmente un poco al norte de Chillarón del Rey, donde se observa netamente un espectacular cambio de estilo aluvial: los materiales canalizados infrayacentes (Unidad Paleógena), ligados a un sistema aluvial con canales de decenas de kilómetros de desarrollo, son canalizados y redepositados por abanicos aluviales de baja eficiencia de transporte (abanicos aluviales áridos) en forma de depósitos sin canalizar (mantos de arroyada) o de canalización efímera (canales de excavación y relleno), constituyendo el inicio del Primer Ciclo Neógeno. En zonas centrales de la cuenca con depósitos químicos de la Unidad Paleógena, Figura 5.18, esta ruptura viene marcada muy claramente por un súbito aumento de la potencia y frecuencia de los tramos canalizados.

De acuerdo con ENUSA (1984 a,b), Torres, Junco, Zapata y Plaza (1986), en Torres y Zapata, Torres, Zapata y Portero, la base del Primer Ciclo Neógeno está situada estratigráficamente entre la biozona Y y la biozona Z, quedando en la base los yacimientos de Verdelpino y Vallejo (Hoja de Huete). El techo viene marcado por los de Loranca (afloramiento) y Villaconejos de Trabaque (biozona Z).

La unidad está caracterizada por el funcionamiento de varios sistemas de abanicos aluviales húmedos con áreas fuente y cuencas de recepción muy extensas en el interior de la Cordillera Ibérica, lo que les proporcionará una inercia hidrológica notable, con alta eficiencia en el transporte.

El análisis de las paleocorrientes, ENUSA (op.cit.), Figura 5.18, proporcionó una información suficiente como para poder separar varios sistemas de abanicos:

- Al norte el Abanico aluvial húmedo del Tajo, con su zona apical al este de Trillo. Paleocorrientes dirigidas E-O.
- Cerca de Priego está el Abanico aluvial húmedo del Guadiela, con su zona apical cerca de Alcantud en la hoja de Valdeolivas. Paleocorrientes NE-SO.
- En la hoja de Gascueña aparece un abanico menor: Abanico aluvial húmedo de Bólliga, con paleocorrientes E-O.
- Al sur de Cuenca está el abanico de mayor desarrollo: Abanico aluvial húmedo del Júcar con paleocorrientes SE-NO.
- Cerca de Valdeolivas se sitúa una zona de canales que tentativamente se ha atribuido a un abanico aluvial de esta unidad, con paleocorrientes que esquemáticamente van de E a O.

Al norte del abanico del Tajo en el sector Cifuentes - Las Inviernas, Alonso et al. (1990), identifican sistemas aluviales de menor entidad que los descritos, aunque tienen en ocasiones sistemas canalizados de desarrollo plurikilométrico.

Estos sistemas deposicionales se nutrieron fundamentalmente de los materiales mesozoicos, en especial Cretácico y Jurásico, aunque en los bordes de la cuenca, también erosionaron materiales cenozoicos más antiguos.

Es curioso notar que existe una dispersión relativamente limitada de las paleocorrientes, que dan un "abanico" muy poco abierto de paleodirecciones de corriente. Esto se puede explicar por el estricto control estructural de estos sistemas, literalmente canalizados en zonas deprimidas (sinclinales) muy angostas, encorsetadas por umbrales (anticlinales) muy abruptos.

Un aspecto muy importante de estos sistemas de canales fue la preservación de carácter reducido (singenético o penecontemporáneo) de sus sedimentos, propiciada por un nivel de base alto y estable, aunque un hecho geoquímico mayor, ENUSA (op.cit.), Astudillo y Torres (1985), provocó el desarrollo de un frente de oxidación, que orientado paralelo a la Sierra de Bascuñana, afectó muy posteriormente estos materiales.

Las arenas canalizadas de estos abanicos aluviales húmedos, distalmente pasaban a dar lutitas extensivas, con yeso secundario y nodulización de carbonatos que, a su vez constituyeron la orla de unos materiales lacustres-palustres en los que predominaron los yesos bioturbados, producto del reciclaje neógeno de los potentes niveles anhidríticos de Lías inferior y del Cretácico superior (T1a). Los datos de Utrilla et al. (1986), Figura 5.19, permiten descartar al Keuper como área fuente principal de estos materiales químicos.

La cuenca funcionó con un carácter endorréico dominante, ya que sólo se comunicaba con la cuenca del Tajo en su extremo norte, donde el abanico aluvial húmedo del Tajo vertía sus sedimentos en esta otra cuenca. Se pueden relacionar con este abanico los potentes materiales canalizados que erosionan a una serie predominantemente lutítica de la Unidad Paleógena en el anticlinal de Sayatón cf. Torres y Barettino (1990).

Debido a su confinamiento, esta cuenca en momentos de aportes súbitos de agua en las zonas de cabecera de los abanicos, no dispuso de una superficie suficiente para mantener la inercia de los sistemas deposicionales, de forma que parte de la misma funcionó como cuenca inundada ("flood basin"), y en momentos de flujo intermedio, los canales llegaban hasta las áreas de sedimentos lacustres erosionándolos e incorporándolos en su lag. Esta evolución longitudinal de los abanicos, resulta claramente visible en el panel de correlación de sondeos del abanico del Tajo, Figuras 5.20, 5.21, 5.22 y 5.23.

Hacia el techo del tramo, Figura 5.24, se produce una retracción generalizada de los canales, con la expansión simultánea de los sedimentos químicos (yesos expansivos). En este momento, predominan los yesos bioturbados: yesos depositados bajo lámina de agua en zonas palustres, con abundancia de organismos limífagos y sin la aridez que haría presuponer una masa de yesos como la que existe en la zona. Estos sulfatos se indentan repetidamente, y en general con tránsitos muy bruscos, con materiales carbonatados, especialmente en el área de Villaconejos, donde a favor de una zona muy subsidente adosada a la falla inversa que da el frente de montaña de la Sierra de Bascuñana, se depositaron más de un centenar de metros de sedimentos químicos, alternando carbonatos y sulfatos y algunas pasadas de material tamaño lutita, siendo un aspecto muy notable la presencia constante de elevadas cantidades de materia orgánica, ocasionalmente como niveles carbonosos y otras en forma de hidrocarburos. Este momento de expansión de la sedimentación química va a marcar el final del Primer Ciclo Neógeno. Estos materiales sulfatados se extienden por toda la cuenca, llegando a colmar sinclinales mesozoicos en la zona de Santa María del Campo Rus. Estos yesos son el resultado del gran ciclo múltiple de reciclaje de evaporitas definido por Ortí (op.cit.) que se produjo durante el Oligoceno y Mioceno. En lo que concierne a la Depresión Intermedia, resulta muy claro que este reciclaje tiene una edad predominantemente miocena y el área fuente está casi exclusivamente formada por los materiales evaporíticos de la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña (Lías), Fm. Brechas de Cuenca (Senoniense) y Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra (Senoniense-Eoceno). Es ampliamente conocido por la

bibliografía que estas brechas o carniolas se originan por procesos de disolución-cavitación-colapso de anhidrita en series donde alterna este sulfato con dolomía. El análisis hidrogeoquímico de la Depresión Intermedia, ENUSA (op.cit.) permitió poner de manifiesto el bajo fondo geoquímico en cloruros, explicable por la nula influencia de materiales de facies Keuper. Bajas concentraciones de cloruros en las salmueras lacustres permiten explicar el aparente antagonismo entre precipitación de sulfatos-intensa actividad biogenica (yesos bioturbados). En soluciones sin cloruros no se precisan salmueras muy concentradas para que empiecen a precipitarse sulfatos (coeficiente de reparto), acumulándose en el fondo fangos yesíferos con abundante materia orgánica, que será continuamente bioturbada, y en la que se darán estructuras de ordenamiento interno (fundamentalmente ripples) de origen hidrodinámico.

4.3.1.2. Segundo Ciclo Neógeno.

A techo del Primer Ciclo Neógeno se produce un evento de gran importancia: hay una reactivación de algunos de los sistemas de abanicos aluviales húmedos existentes en la base de la subunidad inferior, en concreto el del Júcar y el del Guadiela, que progradan durante decenas de kilómetros sobre los materiales químicos del techo de la subunidad inferior, Figura 5.25. En este momento, el flanco occidental de la Sierra de Bascuñana, pasa a verter a la Depresión Intermedia grandes cantidades de materiales detríticos, generalmente asociados a sistemas aluviales tipo árido (abanicos de baja eficiencia de transporte). La edad de este proceso ha podido ser datada claramente: tiene lugar en la biozona Z de Daams y Freudenthal (1981), Ageniense superior.

Aunque en buena parte de la cuenca esta ruptura sedimentaria no posee un carácter erosivo muy marcado, dado que la cuenca comienza a bascular hacia el norte, desde el paralelo de Carrascosa del Campo los yesos del final del Primer Ciclo Neógeno se karstifican con bastante intensidad y en estas formas exokársticas se encuentran sedimentos varvados repletos de dientes y vértebras de pez y dientes de cocodrilo. Cuando más hacia el sur del límite anteriormente citado, tanto más importante es esta karstificación.

En el borde occidental de la sierra de Bascuñana los yesos del techo del Primer Ciclo Neógeno son canibalizados y reincorporados como gibsoruditas y gibsoarenitas en los detríticos de abanico aluvial árido de este tramo.

A techo de Segundo Ciclo Neógeno, se vuelve a producir una nueva expansión de materiales lacustres, Figura 5.26, aunque en esta ocasión hay una neta alteración del quimismo de la cuenca, ya que en vez de depositarse predominantemente sulfatos lo hacen carbonatos. Estos materiales carbonatados, que en conjunto son equivalentes, aparecen descritos como Calizas Rojas de Viana, Calizas de Albalate, Calizas de Pineda y Ciénaga de Córcoles. La edad de estos carbonatos, hasta ahora, se admitía como Aragoniense inferior (MN4 de la biozonación de MEIN). Datos más recientes (Daams co. pers.) indican que aunque en la zona de Cabrejas no superan la edad antes citada, desde el paralelo de Córcoles hacia el Norte, llegan hasta el Vallesiense, con lo que el paralelismo con la Cuenca del Tajo se hace absoluto. Estos materiales carbonatados tienen un carácter predominantemente palustre, con dominancia de las calizas arcillosas, calizas oquerosas y calizas travertínicas. También hay calizas micríticas de ambiente decididamente lacustre. Puntualmente estos materiales carbonatados se indentan con materiales arcillosos marginales de ambiente hipersalino (atapulgitas de Tabladillo). En la mesa de Gascueña dominan los materiales yesíferos, aunque con intercalaciones carbonatadas.

En la zona del Puerto de Cabrejas la falta de yesos a techo del Primer Ciclo Neógeno impide su separación del Segundo Ciclo Neógeno.

4.3.1.3. Tercer Ciclo Neógeno.

Esta subunidad corresponde con lo que siempre se ha denominado "Páramo" o "Calizas del Páramo", que está netamente separada por una ruptura sedimentaria a nivel de cuenca, "red fluvial intramiocena" o "detríticos de la base del páramo".

En esta cuenca este páramo no posee un desarrollo areal muy notable, ya que se interpretó que sus depósitos no llegaron, o no se conservaron,

al sur del río Guadiela. Datos recientes indican su presencia puntual al sur de este río. Los detríticos canalizados que marcan la base del Ciclo, constituyen un sistema aluvial local de dirección E-O, que tenía su área fuente en la Cordillera Ibérica. A diferencia de la cuenca del Tajo, parece que este sistema aluvial era de desarrollo longitudinal muy reducido, de forma que se pasa rápidamente de conglomerados (Villaescusa de Palositos) a arenas con estratificación en surco (Casasana) y finalmente a lutitas rojas (Gualda).

Estos materiales detríticos pasan distalmente, ya en la cuenca de Madrid, a calizas palustres que se hacen expansivas a techo. En zonas proximales estas calizas son detríticas con niveles oncolíticos y estructuras de corriente.

La potencia de estos materiales nunca supera los sesenta metros y generalmente están muy arrasados. En el ámbito de la cuenca no se ha podido determinar su edad, aunque por correlación con la cuenca del Tajo se admite una edad Vallesiense inferior (?).

4.3.1.4. Cuarto Ciclo Neógeno.

Con esta denominación se han englobado una serie de depósitos, algunos de edad desconocida, pero que por criterios de cuenca se cree que son muy modernos. Hay dos áreas en las que se dispone de datación, Almendros y Zafra de Záncara, en ambas se ha obtenido una edad Turoliense. En la segunda de estas localidades se trata de una serie que comienza con detríticos de procedencia local (en ellos se ha realizado la datación por micromamíferos) que pasan distalmente y a techo a carbonatos lacustres-palustres, caracterizados por mostrar una fuerte deformación.

Al sur de esta localidad aparece otra zona lacustre, sin datar, que se ha denominado Ciénaga de Tresjuncos.

En la zona Norte sólo se han localizado materiales postvallesienses en Peralveche: se trata de un área donde han colapsado las potentes calizas del Tercer Ciclo Neógeno Superior, y el área deprimida así

creada, ha sido colmatada por materiales detríticos, lutitas, arenas y gravas, a los que se les suponen una edad "postpáramo".

4.3.2. Cuenca de Madrid

En esta cuenca se separan cuatro megasecuencias, de las que tres corresponden al Mioceno y uno al Plioceno.

Las tres megasecuencias del Mioceno, ENUSA (op.cit.), presentan polaridad positiva y sus depocentros se van desplazando hacia el Este conforme se asciende en la serie. Están netamente separadas por discordancias y/o rupturas sedimentarias. La Unidad Inferior se separa de la Unidad Paleógena por la discordancia IntraAgeniense. La discordancia Intraaragoniense va a marcar el límite entre la unidad inferior y la Unidad Intermedia. La tercera discordancia se sitúa entre el Aragoniense y el Vallesiense inferior, separa la Unidad Intermedia de la Unidad superior y fue establecida inicialmente por Carro y Capote (1968). Viene a situarse en la biozona MN9 de la biozonación de MEIN. La megasecuencia más superior, "Plioceno", está definida por una discordancia, que de forma imprecisa queda situada entre el Mioceno superior y el Plioceno. Estas discordancias o rupturas sedimentarias, están descritas en ENUSA (op.cit.). Esta última unidad se correlaciona s.l. con la Unidad Postpáramo de la Depresión Intermedia.

En la Figura 5.12, pueden observarse los materiales de esta unidad relacionados en unos perfiles en los que se han empleado tanto datos de superficie como de sondeos.

4.3.2.1. Unidad Inferior.

Su límite inferior, se presenta de forma de discordancia angular y erosiva en los sectores marginales de la cuenca, particularmente bien visible en la zona N (Jadraque) y en la zona E. Los depósitos basales consisten, en niveles conglomeráticos y areniscosos groseros cuyas áreas fuente se sitúa en el Sistema Central y en la Cordillera Ibérica, aunque

ocasionalmente se abastecen de los mismos materiales paleógenos sobre los que reposan (brechas yesorruditas en puntos del área norte). Este límite, en el borde Sur, también está marcado por una discordancia angular y erosiva, aunque en este caso no existen criterios para asegurar si la unidad suprayacente es realmente la inferior o, incluso, la Unidad Intermedia.

En el sondeo de Pradillo 1, este límite se situaría a unos 600m. de profundidad sobre un nivel con microfauna que data las biozonas MN0 o MN1. (López com. pers.).

El límite superior queda definido por una disconformidad con la unidad suprayacente, que se pone de manifiesto en diferentes puntos de la cuenca.

El esquema general de distribución de facies, aparece definido por varios sistemas de abanicos aluviales asociados a los bordes de la cuenca, cuyo espectro litológico, vendrá dado por la litología diferenciada de los bordes. Los materiales de abanico, cambian lateralmente a través de una llanura fangosa ("mud flat") bien desarrollada, a facies predominantemente evaporíticas en las partes centrales (zona centro-meridional de la cuenca).

En el área N, la Unidad inferior está constituida por sucesiones de más de 200 m. de potencia de conglomerados gruesos, en las zonas de borde, y lutitas rojizas masivas, con niveles de areniscas y conglomerados de cantos metamórficos asociados a canales amplios. También hay niveles de mantos de arroyada ("sheet flood"): Fangos de Guadalajara, correspondientes a sistemas de abanicos aluviales en facies medias y distales. Progresivamente, estos depósitos pasan hacia el SO a sucesiones monótonas de arcilla (Fm. Arcillas de Alcalá). En el área de Loeches y centro de cuenca cambian lateralmente a yesos.

En el área de Madrid, la composición de las facies marginales de la Unidad Inferior, está condicionada por la composición granítica y metamórfica del Guadarrama, siendo más lento este fenómeno al Oeste de la faja de La Berzosa-Riaza y su prolongación en la alineación del Jarama.

Al Norte de Madrid, los depósitos más proximales, están formados por bloques de gran tamaño (facies de bolos), que más hacia el Sur pasan a sucesiones de arcosas con intercalaciones de arcillas arenosas. El espesor de las arcosas de la Unidad Inferior supera, según datos de sondeo, los 400 m. En áreas más distales (alrededores del casco urbano de Madrid), estos materiales se corresponden a depósitos de sistemas de abanicos aluviales en los que predomina el transporte en masa sobre el canalizado, pasando a lutitas de llanura fangosa y a alternancias de lutitas ricas en materia orgánica con yesos, Fig. 5.27. Los únicos restos paleontológicos encontrados en estos niveles fangosos, corresponden a una mandíbula de Lagopsis peñai, cuya edad puede corresponder a la zona MN.B (Aragoniense inferior). El cambio lateral de facies entre lutitas y términos con predominio de evaporitas es visible en afloramiento en el área sur de Madrid (Mercamadrid, Cerámica del Río); más al norte sólo es determinable mediante sondeos.

En las áreas O y NO, la Unidad Inferior, está representada por facies arcósicas que conectarían con facies similares en la cuenca del Tiétar. En la zona de Talavera (E y NE), se han perforado, hasta el zócalo paleozoico. 300 m. de sucesión monótona de estos materiales. Hacia el Sur se interdigitan con depósitos detríticos provenientes de los Montes de Toledo. En el borde sur, la unidad se dispone discordante sobre materiales paleógenos, con espesores de más de 400 m., y materiales similares a los anteriores con abundantes fragmentos de rocas metamórficas y mayor proporción de fangos de colores rojizos y de areniscas rojizas de procedencia granítico-metamórfica, más arcillosas hacia el centro de la cuenca cf. Martín Escorza y Hernández Enrile (1972), Martín Escorza et al. (1973), ENUSA (1984), Junco y Calvo (1985). Los grandes espesores observados en esta zona, así como la geometría más neta del borde de los alrededores de Toledo, permiten deducir la presencia de un área con fuerte subsidencia relativa. Hacia el NE de esta zona (Mocejón, Alameda de la Sagra, Pantoja...), la Unidad Inferior aparece representada por arcillas masivas, en facies de llanura fangosa ("mud flat") bien desarrolladas, ocupando una amplia zona, con potencias superiores a 400 m., con algunas intercalaciones de evaporitas. Estos niveles aparecen detectados por sondeos a tan sólo unos 13 Km al N. del Macizo de Toledo.

En el borde occidental de la Sierra de Altomira, la Unidad Inferior aparece como depósitos de areniscas y margas rojizas que se disponen en discordancia angular y erosiva, Torres y Barettino (1990), sobre materiales de la Unidad Paleógena. Estos materiales pasan lateralmente a lutitas más o menos carbonatadas con nódulos de yesos, que luego pasan a yesos más masivos. Estos términos coinciden con los agrupados dentro de la Serie Basal, San José (1975).

Finalmente, la Unidad Inferior en la parte central de la Cuenca de Madrid, presenta un conjunto de facies evaporíticas, que son reflejo del funcionamiento centrípeto de todo el sistema de facies anteriormente señalado. En esta parte de la cuenca, los materiales evaporíticos corresponden a un modelo de depósitos de evaporitas en lago permanente Ordoñez et al. (1982). En el área próxima a Añover del Tajo, se puede ver como la unidad Inferior culmina en un potente nivel evaporítico sobre una sucesión de lutitas verde-rojizas y evaporitas. Este nivel evaporítico se puede seguir en la mayor parte de la zona central, ya que da un importante relieve morfológico. Su posición en zonas más marginales de la loza lacustre-evaporítica, es indicativa de un episodio evaporítico generalizado de carácter expansivo a techo de esta unidad.

Dentro de esta facies evaporíticas -Yesos Basales- aparecen también depósitos de sales solubles en una paragénesis complicada: halita-glauberita-thenardita-polihalita-magnesita, que han sido descritas por varios autores, entre otros: García del Cura et al. (1979) y Ortí et al. (1979). Según el primero, en estos materiales la secuencia anhidrita-magnesita se puede considerar como el constituyente principal desde un punto de vista cuantitativo, apareciendo la glauberita y thenardita como minerales primarios y la thenardita como fase cementante.

Según Ortí (op.cit.), que estudia estas facies a partir de los sondeos cercanos a la zona "El Castellar", de hasta 250 m. de profundidad, el material evaporítico más abundante es la anhidrita, que intercala niveles de glauberita y halita, acompañados siempre de cantidades variables de lutitas siliciclásticas y en menor proporción, de magnesita tamaño micrita. Aunque no del todo desarrollada, aparece

ritmicidad entre capas de anhidrita, glauberita y halita, estando el conjunto evaporítico interrumpido frecuentemente por niveles siliciclásticos lutíticos.

Los sondeos estudiados por este autor se concentran en el área de Villarrubia de Santiago-San Martín de la Vega, donde estos niveles salinos son objeto de exploración minera (labores subterráneas). Sin embargo, en sondeos realizados en zonas relativamente alejadas (Pinto-61/45, Valle de las Cuevas 6/45, Casarrubuelos-75/45), cf. IFA (op.cit.), también alejados entre sí, se cortan niveles salinos de potencias métricas con paragéneseis similares a la descrita anteriormente. El sondeo de Pinto (61/45) es la excepción ya que en él se observa un paquete de 420 m. de anhidritas con frecuentes intercalaciones de sales solubles.

Desde el punto de vista sedimentológico puede pensarse que otras áreas con depósitos salinos de la Unidad Inferior, podrían presentar también estas características.

4.3.2.2. Unidad Intermedia.

El límite inferior de esta unidad queda definido por una discontinuidad o ruptura sedimentaria detectable, en general, por un fuerte cambio en la litología o naturaleza geoquímica de los depósitos, con un amplio desarrollo de sedimentos carbonatados, prácticamente inexistentes en la Unidad Inferior, así como una entrada profunda y generalizada de materiales terrígenos hacia el centro de la cuenca, en general dando una discordancia erosiva clara sobre los materiales lacustres de la Unidad Inferior, Alberdi et al. (1983), cambio brusco en el régimen de sedimentación de sulfatos, Hoyos et al. (1983), Junco y Calvo (op.cit.), con depósitos de yesos evaporíticos versus yesos detríticos con variación de composición isotópica, Ordoñez et al. (1983), y desarrollo de paleokarsts entre yesos en áreas localizadas, Calvo Sorando et al. (1983).

El límite superior coincide con el techo de un episodio lacustre-palustre, que ocupa gran parte de la cuenca, solapando sobre los bordes E, NE y SE. Por encima de estos materiales se desarrolla un episodio detrítico, erosivo, conocido como "Red fluvial intramiocena", Capote y Carro (1968), Asensio y González Martín (1977), situado ya en la base de la unidad superior. La discordancia producida, se ha considerado generalmente como el límite superior de la Unidad Intermedia. Esta discordancia se observa en gran parte del área occidental de la Cuenca de Madrid.

En zonas centrales de la cuenca Sur de Madrid, se observa un conjunto litológicamente homogéneo de carbonatos y margas, sobre sucesiones de yesos detríticos, separado por una superficie de omisión y/o karstificación, que ha sido propuesto como una unidad tectosedimentaria diferenciada (Unidad fluviolacustre inferior) por MEGIAS et al. (1980).

En el área N de la cuenca, la Unidad Intermedia presenta facies similares, a grandes rasgos, a las de la Unidad Inferior (areniscas y conglomerados en canales y bancos tabulares y arcillas rojas, propias de abanicos aluviales), siendo difícil la diferenciación entre ambas. Hacia el SE (zona de Alcalá-Torrejón de Ardoz), el predominio y mayor penetración de niveles terrígenos, en ocasiones erosionando la Unidad Inferior (arenas micáceas, litarenitas), permite distinguirlos claramente. Los yacimientos Henares 1 y Henares 2, Alberdi et al. (1983) permiten su datación como Aragoniense Medio.

En el área de Madrid, La Unidad intermedia contiene la mayoría de los yacimientos de vertebrados (micro y macro) de la cuenca (San Isidro, Puente de Vallecas, Hidroeléctrica...), muchos de los cuales han sido profusamente citados en la bibliografía: Prado (1864), Royo Gómez (1922, 1923), Crusafont y Villalta (1954). La revisión de estos yacimientos junto con otros hallados recientemente (O'Donnell, Arroyo del Olivar, Vía Carpetana...), permiten asignar una edad Aragoniense medio MN4-MN5, a la Unidad Intermedia en la zona de Madrid. Por otra parte, las faunas de los yacimientos de Paracuellos, Majadahonda y Mirasierra permiten extender esta datación al Aragoniense superior MN6-MN7/MN8.

La Unidad Intermedia, en el área de Madrid está constituida por niveles arcóscicos de granulometría gruesa (microconglomerados y cantos graníticos o cuarzosos) que se disponen en bancos groseramente tabulares con granoselección positiva. Las asociaciones de facies corresponden a sistemas de abanicos aluviales en zonas proximales, medias y distales, progradantes hacia el S y SE. Estos depósitos conectan con niveles lutíticos (esmectitas y sepiolitas), arenas micáceas y carbonatos, con algo de silex, correspondientes a ambientes palustres y lacustres someros. Más hacia el Sur, Calvo et. al. (1984) en esta unidad se diferencian dos conjuntos sedimentarios superpuestos: "Un conjunto sedimentario inferior, globalmente más evaporítico con términos basales relacionados genéticamente con el paleorrelieve y karstificación desarrollada sobre la unidad infrayacente (lutitas, yesos detríticos y encostramientos calcáreos-yesíferos), y términos superiores formados por una sucesión monótona de secuencias lutitas-carbonatos en bancos dolomíticos con abundantes moldes de yeso lenticular, ocasionalmente grietas de desecación y laminación de naturaleza algácea; depósitos en conjunto característicos de la evolución de un ambiente palustre en clima árido o semiárido. Este conjunto inferior presenta espesores comprendidos entre 15-25m.

Un conjunto sedimentario superior, cuya base viene definida por la presencia de niveles lutíticos y carbonáticos bioturbados, la aparición de arcillas rosadas asociadas a perfiles edáficos más o menos desarrollados y, en general, evidencias de una mayor implantación de vegetación en el medio. Todo ello marcaría el inicio de una etapa diferenciada en cuanto a composición de la lámina de agua y/o a la dinámica del medio en que tiene lugar el depósito de la Unidad Intermedia. El conjunto sedimentario superior aparece constituido por secuencias lutítico-carbonáticas correspondientes a ciclos más estables y diferentes en cuanto a facies respecto al conjunto inferior.

En la parte occidental de la Cuenca de Madrid los sedimentos, en facies proximales y medias, son similares a los de la Unidad Inferior, aunque presentan mayor abundancia de facias canalizadas. Sin embargo, debido a la progradación de estos materiales hacia las zonas de centro de cuenca, invadiendo zonas de encharcamiento, la relación con las facies

palustres se realiza mediante sistemas de "fan delta", con importantes depósitos de "arenas micáceas" (Esquivias-Pinto) con intercalaciones de niveles carbonatados y sepiolíticos, Fig. 5.28. También en el área de la cuenca de Madrid se encuentran yacimientos de la misma edad: en Torrijos, Alberdi et al. (1982), dentro de niveles arcósicos con sepiolita, situados por debajo de bancos de calizas silicificadas.

En el borde Sur, depósitos arcósicos similares se continúan hasta Talavera, conectando con la Cuenca del Tiétar. En el borde de los Montes de Toledo, los sedimentos terrígenos de esta unidad están constituidos por arenas, conglomerados y fangos arenosos de tonos rojizos, que hacia el N pasan a depósitos de granulometría más fina en cambio lateral rápido: Martín Escorza et al. (op.cit.) Junco y Calvo (op.cit.).

En el borde oriental, los materiales pasan gradualmente de brechas calcáreas (depósitos de "debris flow") a conglomerados y areniscas con intercalaciones de arcillas, a arcillas gris y verdosas y arcillas rosáceas con nivel de silex relativamente potente a techo en el centro de la cuenca, San José (1975). La distinción entre estas facies y las de la Unidad Inferior resulta complicada en estos niveles de tránsito aunque en algunos puntos, Facies de canales en Almoguera de Fort et al. (1982), es patente la penetración de facies detríticas sobre depósitos más distales. La separación entre ambas unidades en las áreas centrales de la cuenca, desde Chinchón a la Mesa de Ocaña, queda bien definida por el cambio de características de los niveles yesíferos.

Dentro de la Unidad Intermedia el tipo predominante de yesos son las yesoarenitas, San José (1975b), Megías et al. (1982), que dan lugar a sucesiones relativamente potentes (10-30m) en zonas como Chinchón, Villarejo de Salvanes, Villarrubia de Santiago o Huerta de Valdecarábanos. Estas yesoarenitas se intercalan entre yesos masivos de tonos cremas y arcillas verdosas. Corresponden a sedimentación en masa de tipo turbidítico (Megías et al. op.cit.). Yesos detríticos similares aparecen muy adelgazados en la base de la Unidad Intermedia en el área de Madrid. En la zona SE de la cuenca 8hoja 659 del MTN) hay un neto predominio de sulfatos sobre carbonatos.

En muchos sectores de la cuenca (NE, Centro y S), la Unidad Intermedia culmina con sedimentos carbonatados con el sílex Figura 5.29, de carácter expansivo, que dan lugar a superficies morfológicas extensas.

4.3.2.3. Unidad Superior.

Aparece ampliamente representada en las zonas Centro, E y NE de la cuenca. Su límite inferior está marcado por una discordancia erosiva sobre la Unidad Intermedia, discordancia que fue descrita en detalle por Capote y Carro (1968). Su límite superior está definido por el techo del episodio carbonatado llamado "Calizas de los Páramos" y/o la discordancia erosiva relacionada con el depósitos de los materiales pliocenos.

Los depósitos basales de esta unidad, "Red fluvial intramiocena" de Capote y Carro (op.cit.) son de naturaleza muy diversa, en función de su disposición dentro del sistema fluvial y área fuente y procedencia de los aportes: conglomerados cuarcíticos y areniscas arcósicas en facies canalizadas muy erosivas, fangos arenosos de llanura de inundación, arcillas y margas, que cambian lateralmente a facies carbonatadas, que configuran predominantemente el tramo superior de la unidad. Su potencia oscila entre 0 y 15m., aunque en algunas zonas (hoja de Arganda) podría ser considerablemente mayor.

En la porción oeste de la cuenca los depósitos correspondientes a esta unidad, debido a la naturaleza del área fuente fueron de tipo arcósico. Este hecho dificulta la diferenciación con los materiales pertenecientes a la Unidad Intermedia, ya que no existen registros sedimentarios claramente atribuibles a la Unidad Superior.

El tramo superior de la unidad (Caliza de los Páramos) está compuesto por carbonatos lacustres y palustres, ampliamente descritos en la bibliografía, Riba et al. (1969), Bustillo (1980). Los tipos litológicos son variados: desde micritas y biomicritas con gasterópodos y oncoides hasta calizas tobáceas. Se presentan en bancos masivos y suelen estar fuertemente karstificadas, lo que les confiere localmente aspecto brechoideo y tinciones rojizas por los rellenos kársticos. La potencia de estas calizas oscila entre 5 y 30 m. Junco y Calvo (op. cit.).

En la zona de la Alcarria, los yacimientos de El Viso, Valfermoso, Casas de San Galindo, Cendejas, Arbancón y Castejón de Henares, permiten su datación como Vallesiense inferior. El karst de Algora ha sido datada como Vallesiense inferior.

La coincidencia en algunas áreas de la cuenca de Madrid de esta unidad carbonatada con otras facies calcáreas correspondientes a unidades infra o suprayacentes, unido a procesos de basculamiento más karstificación y posterior desarrollo de superficies de karstificación sobre materiales pliocenos, ha motivado que, en ocasiones, términos litoestratigráficos tan diversos hayan sido englobados bajo la denominación común de "calizas delos páramos".

4.3.2.4. Plioceno.

El límite inferior del Plioceno está definido por una discordancia erosiva sobre las unidades infrayacentes, quedando este límite definido cronoestratigráficamente por el karst de Algora que lo supradata. Los depósitos correspondientes al Plioceno son de carácter fuertemente detrítico y multiepisódicos en las zonas de borde. Se hallan bien representados en los sectores NE, Centro o S de la cuenca, con facies de arcillas limosas rojizas o anaranjadas y desarrollo de costras carbonatadas y niveles generalmente discontinuos (acanalados) de areniscas y conglomerados, que en muchas zonas se denominan "raña", Junco y Calvo op.cit.).

El contacto inferior es fuertemente erosivo en algunas zonas (Mesa de Ocaña). Alia et al. (1975) distinguen en esta zona dos conjuntos (P1 y P2) dentro del Plioceno, de los que el superior corresponde a la instalación de una red fluvial pliocena. Estos depósitos fluviales localmente presentan abundantes carbonatos biogénicos (oncoides y estromatolitos). El espesor del Plioceno en la Mesa de Ocaña puede alcanzar los 40m. Termina con un encalichamiento sobre arcillas rojizas (costra laminar bandeada), que ha sido datada en 3 m.a., Pérez González (1979). En áreas centrales de la cuenca, el Plioceno no suele alcanzar el

espesor anteriormente señalado, aunque presenta facies similares y semejanza de fenómenos sobreimpuestos (karstificación y desarrollo de encostramientos).

El límite Plioceno/Pleistoceno se correspondería, aproximadamente y de forma no sincrónica para toda la cuenca, en el encajamiento de la red fluvial actual.

4.3.2.5. Análisis de la cuenca y Paleogeografía.

En el conjunto formado por la Depresión Intermedia y la Cuenca de Madrid se han podido separar cuatro grandes megasecuencias de carácter endorréico, cada una con marcado carácter positivo y que presentan una tendencia general progradante del borde a las partes centrales de la cuenca.

Estas secuencias se ajusta, en su componente horizontal, a un esquema generalizado de cambio lateral de facies: f. detríticas - f. intermedias - f. químicas.

La separación entre estas megasecuencias están marcadas por discordancias cuyas características han sido anteriormente tratadas. Estas megasecuencias, en especial las de edad miocena, son totalmente correlacionables entre los dos dominios, de manera todavía más precisa a como aparecieron correlacionadas en Torres, Junco et al. (1984) y la sucesión de eventos de tipo geoquímico también resulta similar.

Las rupturas sedimentarias que las separan son de edades Intra-Ageniense, Intra-Aragoniense, Intra-Valleseñense inferior. La última más imprecisa se sitúa entre el Mioceno superior y el Plioceno.

En la cuenca de Madrid, durante este periodo se producen eventos tectónicos de importancia relativa, que llevan a la generación de fracturas y pliegues de amplio radio. Durante el Plioceno se generará una amplia superficie de erosión y, posteriormente, un basculamiento hacia el SO con la instauración de la red fluvial actual.

La Depresión Intermedia está situada en un dominio estructural diferente, de aquí que si bien en este periodo también hay actividad tectónica, ésta se manifestará en una continuación de la tectónica compresiva, que producirá pliegues que siguen las directrices generales de la fase IntraArverniense (F. Castellana). El mesozoico de la Serranía de Cuenca, calbagará los materiales miocenos y localmente habrá fracturación y generación de relieves diferenciales por rotura en bloques de niveles evaporíticos (Córcoles). Durante todo el Neógeno la cuenca basculará de S a N, generándose en la parte meridional de la misma un importante relieve exokárstico sobre los yesos del techo del Primer Ciclo Neógeno. A finales del Plioceno la cuenca bascula hacia el S, de forma que el paleoJúcar en vez de drenar al N, pasará a hacerlo en la dirección con la que actualmente funciona.

Durante el depósito de la Unidad Inferior-Primer Ciclo Neógeno, se inician los depósitos con abundancia de aporte de detríticos. En la cuenca de Madrid, Figura 5.30, hay abundancia de sistemas menores (abanicos aluviales áridos) que crean bajadas a lo largo de todo el frente de montaña. En el Sistema Central, la diferente configuración estructural del área fuente, gracias a la falla hercínica de la Berzosa-Riaza, producirá aportes de diferente naturaleza al E y O de dicho accidente.

En la Depresión Intermedia, también hay una neta dominancia de aportes detríticos, pero en este caso relacionados mayoritariamente por cuatro (o cinco) abanicos aluviales húmedos de gran eficiencia de transporte Fig. Y; tres de ellos, al menos, recurrentes de sistemas aluviales de la Unidad Paleógena. Una gran cuenca de recepción (interior de la Cordillera Ibérica) con zonas karstificadas, proporcionó inercia hidrológica para el mantenimiento de los sistemas aluviales. Adosados a los bordes y accidentes menores se dieron numeroso abanicos aluviales de baja eficiencia de transporte.

En ambas cuencas, los abanicos aluviales se relacionaban distalmente con áreas lacustres y palustres por medio de llanuras fangosas más o menos extensas. Ocasionalmente la Depresión Intermedia funcionó como cuenca inundada.

A techo de la unidad, Figura 5.31, hay una retracción generalizada de los sistemas de abanicos aluviales y una rápida expansión de las áreas lacustres.

En las dos cuencas la sedimentación química fue predominantemente sulfatada, yesos lacustres. En la Depresión Intermedia fuertemente bioturbados. Producto de gran reciclaje de las evaporitas del Mesozoico. (Jurásico y Cretácico fundamentalmente).

Una ruptura generalizada marcará de Unidad Intermedia - Segundo Ciclo Neógeno, Figura 5.32, se reactivan los sistemas de abanicos aluviales. En la Depresión Intermedia hay recurrencia de dos de los grandes abanicos determinados en la Unidad Inferior y los detríticos progradan sobre las antiguas áreas lacustres.

A techo de la unidad, Figura 5.33, se vuelve a repetir una gran retracción en los sistemas de abanicos aluviales, que está simultaneada por una clara expansión de las áreas de sedimentación lacustre. En esta unidad se detecta un radical cambio del quimismo de las cuencas, ya que la sedimentación eminentemente sulfatada pasa a ser predominantemente carbonatada. Hay algunas excepciones de esta regla, en especial en la parte sur de la Cuenca del Tajo y en la zona Central de la Depresión Intermedia.

La Unidad superior-Tercer Ciclo Neógeno viene definida por una gran ruptura sedimentaria. En la Depresión Intermedia, esta unidad sólo ocupa el tercio norte de la cuenca. Está ligada a sistemas locales procedentes de la Ibérica con escasa penetración. En la Cuenca del Tajo, los sistemas fluviales son mucho más importantes y los carbonatos, que se hacen expansivos a techo, ocupan una buena parte de la cuenca, Figura 5.34.

Posiblemente por falta de datos, el Plioceno (Cuenca del Tajo - Cuarto Ciclo Neógeno (Depresión intermedia), resultan con menos paralelismo y mayores dificultades de correlación. En la cuenca del Tajo esta Unidad tienen un amplio desarrollo areal y una neta evolución positiva (políciclica) a nivel de cuenca. En la Depresión Intermedia, se desarrolla un mosaico de "agujeros" muchos de ellos sin datación paleontológica que individualmente aparecen con detríticos a la base y químicos (carbonatos) a techo.

BIBLIOGRAFIA /

AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M.; PEREZ GONZALEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. Trab. Neog. Cuat., 5: 7-29.

ALBENIZ, M.A.; BRELL, J.M. (1976). Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira. Est.Geol., 33: 131-139.

ALBERDI, M.T.; HOYOS, M.; JUNCO, F.; LOPEZ MARTINEZ, N.; MORALES, J.; SESE, C.; SORIA, D. (1983). Bioestratigraphie et evolution sedimentaire du Neogene continental de l'aire de Madrid. Int. Coll RNMS Paleoclim. Evol. Montpellier: 15-18.

ALFEREZ, F. y BREA, P. (1981). Estudio preliminar de los restos de Peces, Anfibios y Reptiles del yacimientomioceno de Córcoles (Guadalajara). Bol. R.S.E.H.N. (Geol), 79: 20.

ALFEREZ, F.; MOLERO, G.; BREA, P.; SANTAFE, J. (1982). Precisiones sobre la geología, fauna, cronoestratigrafía y paleoecología del yacimiento mioceno de Córcoles (Guadalajara). R.R.A.C.Ex.Fis. Nats., 76: 249-276.

ALIA, M.; PORTERO J.; MARTIN ESCORZA, C. (1975). Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario. Bol. R.S.E.H.N. 71: 9-20.

ALONSO, A.; CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A. (1986). Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos del Jarama (Madrid). Est.Geol 42: 79-101.

ALONSO ZARZA, A.M.; CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M. (1990). Los sistemas aluviales del borde noroeste de la Cuenca de Madrid: sector Cifuentes- Las Inviernas. Rev.Soc. Geol.Esp., 3: 213-229.

ALVAREZ SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LOPEZ MARTINEZ, N. y SACRISTAN MARTIN , M.A. (1987). Sucession of micromammal fauna in the Oligocene of Spain. Münch.Geowiss.Abhan., 10:43-48.

ALVARO, M.; CAPOTE, R.; VEGAS, R. (1978). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Libro Hom.Prof. Solé Sabarís.

ANTUNES, M.T.; CALVO, J.P.; HOYOS, M.; MORALES, J.; ORDOÑEZ, S.; PAIS, J.; SESE, C. (1987). Correlación entre el Neógeno de las áreas de Madrid y Lisboa (Cuencas Alta y Baja del Río Tajo). Com.Ser.Geol. Portugal, 73: 1-2: 85-102.

ARRIBAS, M.E. (1982). Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (Sector NW). Est.Geol 38: 27-41.

ARRIBAS, M.E. et al. (1983). El abanico aluvial paleógeno de la Beleña de Sorbe (Cuenca del Tajo: facies, relaciones espaciales y evolución. Actas X C. Nac. Sedim. Menorca: 134-137.

ASENSIO, I., GONZALEZ MARTIN, J. (1977). Características sedimentológicas de la denominada "Formación Detrítica Intramiocena" en la Depresión del Tajo. Est.Geol. 33: 195-205.

ASTUDILLO, J., JUNCO, F.; PLAZA, J.M. (1985). Distribución geoquímica de uranio en la cuenca Tajo occidental. Act. I Congr. Nac. Geoquim. (Soria).

ASTUDILLO, J.; TORRES, T. (1985). Distribución geoquímica de uranio en la Depresión Intermedia. I Congr. Esp. Geoquim. Res. (Soria).

BUSTILLO REVUELTA, M.A. (1980). Petrografía y medios sedimentarios de la caliza de Páramo (provincia de Madrid). Bol.Geol.Min. 91.

CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A.; ORDOÑEZ, S. (1980). Fábricas diagenéticas, retrodiagénesis y karstificación en calizas continentales (sector NE de la Cuenca de Madrid). Rev. Inst.Inv.Geol. Dip.Prov. Barcelona, 34: 135-148.

CALVO, J.P.; ORDOÑEZ, S.; HOYOS, M.; GARCIA DEL CURA, M.A. (1984). Caracterización sedimentológica de la Unidad Intermedia del Mioceno de la zona sur de Madrid. Rev.Mat. Proc.Geol. Madrid, 2: 145-176.

CALVO, J.P.; ALONSO ZARZA, A.M.; GARCIA DEL CURA, M.A. (1989). Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeog.*, *Palaeoclim.*, *Palaeoecol.* 70: 199-214.

CAPOTE, R.; CARRO, S. (1968). Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. *Est.Geol.*, 24: 91-95.

CAPOTE, R.; DIAZ M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A.; YEBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geol. Min. IGME*, Madrid parte I, 290 pp.

COMA, J.; FELGUEROSO, L. (1962). Posible edad cretácica de los yesos basales de los bordes de la Sierra de Altomira (Bolarque, Almonacid de Zorita, Jabalera) en Materiales salinos del suelo de España, *Mem. IGME*, 64: 45-47.A.

CONCHA, S. (1962 a). Yacimientos fosilíferos en el Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara. *Not. y Com. IGME*, 64: 159-162.

CONCHA, S. (1962 b). Nuevos yacimientos fosilíferos del oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara. *Not. y Com. IGME*, 67: 159-162.

CONCHA, S.; BALLESTEROS (1963). Mapa geológico de España 1:50.000 (hoja 485, Valdepeñas de la Sierra). IGME.

CONCHA, S.; BALLESTEROS (1963). Mapa geológico de España 1:50.000 (hoja 486, Jadraque). IGME.

CORTAZAR, D. (1875). Descripción física, geológica y agrícola de la provincia de Cuenca. *Bol. RSEHN (Geol.)*, 71: 21-28.

CRUSAFONT, M. (1960).

CRUSAFONT, M.; QUINTERO, I. (1971). Empleo del escintilómetro para el descubrimiento de yacimientos de vertebrados. I Congr. Hisp. Luso. Am. Geol.Econ. I: 141-155.

CRUSAFONT, M.; QUINTERO, I. (1970). Noticia preliminar acerca de un nuevo yacimiento de mamíferos fósiles de la provincia de Guadalajara. Acta Geol. Hisp., 5: 102-104.

DAAMS, R. (198). The micromammal fauna from Upper Oligocene of Sayaton 6, Madrid Basin, prov. of Guadalajara, Spain. Scripta Geol. 89: 57-69.

DAAMS, R.; FREUDENTHAL, M. (1981). Aragonian: the Stage concept versus Neogene mammal zones. Scripta Geol. 62: 1-17.

DAAMS, R.; VAN DER MEULEN (1983). Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of Micromammal sucession in the upper Oligocene and Miocene of Northern Central Spain. Int.Col. RCMNS, Montpellier.

DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LOPEZ-MARTINEZ, N. (1986). Nuevas faunas de micromamíferos del Terciario continental de la Depresión Intermedia (Prov. de Cuenca, España Centro Oriental). Est.Geol. 42: 181-196.

DAAMS, R.; FREUDENTHAL, M.; LACOMBA, J.I.; ALVAREZ, M.A. (1989). Upper Oligocene micromammls from Pareja, Loranca Basin, prov. of Guadalajara, Spain. Scripta Geol., 89: 27-56.

DANTIN CERECEDA, J. (1916). Los lignitos del Neógeno continental de la Alcarria. Bol. RSEHN, 17: 449-457.

DANTIN CERECEDA, J. (1917). Acerca de la edad Sarmatiense de los lignitos de la Alcarria. Bol. RSEHN, 17: 170-173.

DANTIN CERECEDA, J. (1921). Levantamiento reciente de la Meseta Central de la Península. Bol. RSEHN. Hom. Ed. Hernández Pacheco.

DIAZ MOLINA, M. (1978). Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E de la Sierra de Altomira (Cuenca). T.D. Univ. Complut. Madrid 370 pp.

DEL OLMO SANZ, A.; MARTINEZ SALANOVA SANCHEZ, J. (1989). El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo. St. Geol. Salm. vol. esp. 5: 55-69.

DIAZ MOLINA, M. (1979). Descripción de un frente distal de un abanico aluvial húmedo en el Terciario continental al E de la Sierra de Altomira. Est.Geol., 35: 119-129.

DIAZ MOLINA, M. (1979). Características sedimentológicas de los canales de la Unidad Detrítica superior al N de Huete (Cuenca). Est. Geol. 35: 241-251.

DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979). El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleoecología. Est. Geol. 35: 149-167.

DIAZ MOLINA, M. y BUSTILLO REVUELTA, M.A. (1985). The fluvial fans of the Loranca Basin (Central Spain). Channel models and distal bioturbated gypsum with chert. 6th. IAS Eur. Meet. Exc. Guidebook: 149-185.

ENADIMSA (JEN-PNEU) (1977). Estudio geológico, litológico y estructural de las cuencas terciarias de Sacedón, Belmonte, Palomares (Proy. GT 1/76, GT 2/76, GT 3/76). Inédito.

ENADIMSA (JEN-PNEU) (1977). Estudio geológico del Terciario de la zona septentrional de la cuenca de Altomira. 8/77). Inédito.

ENADIMSA-JEN (PNEU) (1977). Estudio geológico de la cuenca del Tajo.

ENADIMSA-PEN (1985). Evaluación de las posibilidades de exploración de energía geotérmica en las zonas de Albacete, Cuenca, Pirineo Central y Castilla-León.

- ENUSA (1984). Exploración de uranio en la Depresión Intermedia (Tajo Oriental) 3 vol. Inédito.
- ENUSA (1984). Exploración de uranio en la Cuenca del Tajo, 4 vol. Inédito.
- FORT, R.; CALVO SORANDO, J.P.; ORDOÑEZ, S. (1982). Contribución al conocimiento geológico del borde oriental de la cuenca de Madrid (Almoguera-Mondejar) *Teniterra* 49: 23-40.
- GARCIA ABBAD, F. (1877). Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón. T.D. Univ. Complut. Madrid.
- GARCIA DEL CURA, M.A. (1979). Las sales sódicas, calcosódicas y magnésicas de la cuenca del Tajo. Serie Universitaria Fundación Juan March, Madrid, 109: 39 p.
- GARCIA PALACIOS, M.C. (1973). Estudio petrogenético del terciario entre la Sierra de Altomira y la Sierra de Bascuñana (C. Ibérica). T.D. Univ. Complut. Madrid.
- GRAMBAST, T.L. (1974). Charophytes du Cretacé superieur de la region de Cuenca. *Simp. Cret.Cord. Ib. Cuenca*: 67-84.
- GUTIERREZ, E.; ROBLES, F. (1976). Biostratigraphie du Senonien continental des environs de Villalba de la Sierra (Cuenca). *Montpellier*, 2 (2): 2-17.
- GUTIERREZ HERRERO, G. (1975). Bioestratigrafía del Senoniense continental de los alrededores de Villalba de la Sierra (Cuenca). T.Lic.Dep.Pal.Univ. Granada.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1933). Caracteres geográficos y geológicos sobre el Alto Tajo. *Bolet. R. Soc. Geog. Nac.* B-31: 1-32.
- HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J.M.; RAMIREZ, A.; RUIZ, J. (1985). El Mioceno de Madrid *in* Alberdi M.T. (Coord.) *Geología y Paleontología de la Provincia de Madrid CSIC*, Madrid: 9-16.

IGME (KINDELAN DUANI, J.A.) (1945). Memoria y hoja geológica nº 633, Palomares del Campo. IGME.

IGME (KINDELAN DUANI, J.A.) (1945). Memoria y hoja geológica nº 608, Huete. IGME.

IGME (KINDELAN DUANI, J.A.) (1946). Memoria y hoja geológica nº 609, Cuenca. IGME.

IGME (KINDELAN DUANI, J.A.) (1950). Memoria y hoja geológica nº 561, Pastrana. IGME.

IGME (KINDELAN DUANI, J.A.; CANTOS FIGUEROLA, J.) (1950). Memoria y hoja geológica nº 633, Palomares del Campo. IGME.

IGME (KINDELAN DUANI, J.A.) (1951). Memoria y hoja geológica nº 609, Villar de Olalla. IGME.

IGME (1970). Hoja geológica 1:200.000 nº 45, Cuenca-Guadalajara.

IGME (MELENDEZ, F.) (1972). Memoria y hoja geológica nº 539, Peralejos. IGME.

IGME (MELENDEZ, F.) (1972). Memoria y hoja geológica nº 587, Las Majadas. IGME.

IGME (MELENDEZ, F.) (1972). Memoria y hoja geológica nº 610, Cuenca. IGME.

IGME (RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J.; OLIVE, A.) (1974). Memoria y hoja geológica nº 25-25, Fuentes. IGME.

IGME (FERREIRO, E.) (1976). Memoria y hoja geológica nº 691, Montilla del Palancar. IGME.

IGME (RUBIO, J.) (1976). Memoria y hoja geológica nº 690, Santa María del Campo Rus. IGME.

IGME (ADELL, F.; LENDINEZ, A.; MARTINEZ, F.; TENA DAVILA, M.) (1979). Memoria y hoja geológica nº 513, Zaorejas. IGME.

ITGE (LENDINEZ, A.; FERREIRO, E.) (1989). Memoria y hoja geológica nº 538, Valdeolivas. ITGE.

ITGE (RIOS, L.M.; BARETTINO, D.; GALERA, J.M.) (1989). Memoria y hoja geológica nº 2-19, Ledanca. Inédita.

ITGE (FERNANDEZ, E.; GARCIA, A.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I.) (1989). Memoria y hoja geológica nº 512, Cifuentes. Inédita.

JEN (1980). Informe sobre los resultados de la segunda y tercera campaña de trabajos en Córcoles (P-0117). Inédito.

JUNCO, F.; CALVO SORANDO, J.P. (1983). Cuenca de Madrid in Libro Jubilar J.M. Ríos. IGME, Madrid: 534-543.

JUNCO, F. (1983). Cuenca Occidental del Tajo in Libro Jubilar J.M. Ríos. IGME, Madrid.

JUNCO, F.; ALBERDI, M.T.; HOYOS, M. (1985). Considerations on the Biostratigraphy and Paleoecology of the Aragonian age in the Madrid Basin (Spain). Abstr. VIIIth RCNMS Congr. (Hungria): 290-292.

LACOMBA, J.I.; MORALES, J. (1987). Los mamíferos del Oligoceno superior de Carrascosa del Campo (prov. de Cuenca, Spain). Münch. Geowiss. Abh. A, 10: 289-299.

LOMOSCITZ, A.; CALVO, J.P.; ORDOÑEZ, S. (1985). Sedimentología de las facies detríticas de la Unidad Intermedia del Mioceno al sur y este de la provincia de Madrid. Est. Geol. 41: 343-358.

LOPEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DIAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTINEZ J.; MORALES, J.; PORTERO, J.; ROBLES, F.; SANTIESTEBAN, C.; TORRES, T. (1985).

Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. Proc. VIIIth. RCMNS Congr.: 383-392. Budapest.

LOPEZ, N.; TORRES, T. (1990). Micromamíferos de los sondeos de ENUSA (in litt.).

MALLADA, L. (1907). Explicación del Mapa Geológico de España. Mem. Com. Mapa Geol. España: 254-257.

MARTIN ESCORZA, C. (1976). Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. Est. Geol., 32: 509-522.

MEGIAS, A.G.; ORDOÑEZ, S.; CALVO SORANDO, J.P. (1980). Rupturas sedimentarias en cuencas continentales. Aplicación a la cuenca de Madrid. Acta. IX Congr. Nac. Sedim. Salamanca.

MEGIAS, A.G.; ORDOÑEZ, S.; CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A. (1982). Sedimentos de flujo gravitacional yesíferos y facies asociadas en la cuenca de Madrid (España). V Cong. latinoam. de Geol. Buenos Aires, Actas, II: 311-328.

MEIN, P. (1975). Biozonation du Nèogene Méditerranéen a partir des mammifères. Acta. IUGS Reg. Com. Med. Neog. Strat. Bratislava: 78-81.

MELLENDEZ, A.; MELLENDEZ, F.; PORTERO, J.; RAMIREZ, J. (1985). Stratigraphy, Sedimentology and Paleogeography of Upper Cretaceous evaporitic-carbonate platform in the Central part of the Sierra Ibérica. 6th IAS Eur. Meet. Lleida, Exc. Guidebook: 187-213.

MELLENDEZ, F.; RAMIREZ DEL POZO, J. (1972). Nuevos datos sobre el Cretácico superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca. Bol. IGME, 83: 443-456.

MOP (1965). Informe Geológico del Trasvase Bolarque-Talave. Inédito.

MOP (1988). Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo. Inédito.

- ORDOÑEZ, S.; LOPEZ AGUAYO, E.; GARCIA DEL CURA, M.A. (1982). Mudstones associated with sodic salt deposits in the Madrid Basin (Spain). XIth. Int. Sed. Cong. Montreal, Abstracts: 117.
- ORDOÑEZ, S.; HOYOS, M.; GARCIA DEL CURA, M.A.; CALVO, J.P. (1985). Miocene Middle paleokarst in the Madrid Basin (Spain). A complex karstic system. 6th Europ. Reg. Meet. IAS, Lleida, Abstr.: 624-627.
- ORTI CABO, F.; PUEYO MUR, J.J.; SAN MIGUEL, A. (1979). Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago, Toledo (Terciario continental de la Cuenca del Tajo). Bol.Geol.Min. 93: 347-373.
- ORTI, F.; ROSELL, L.; UTRILLA, R.; INGLES, M.; PUEYO, J.; PIERRE, C. (1988). Reciclaje de evaporitas en la Península Ibérica en el Ciclo Alpino. II Congr. Geol. España, Granada:
- PEREZ GONZALEZ, A. (1971). Tertiary and Quaternary of the Plateau of New Castilla. Congr. Geol. Inst. 10th. Int. Fiel.: 225-241.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. Trab. Neog. Cuat. Madrid, 9: 23-36.
- PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS MINONDO, L.; BRELL PARLADE, J.M.; BERTOLIN PEREZ, M. (1971). Series continentales al este de la Sierra de Altomira. I Congr. Hisp. Lus. Amer. Geol. 1-S1: 357-376.
- PORTERO, J. et. al. (1983). El Terciario del borde meridional de Guadarrama y Somosierra in Libro Jubilar J.M. Ríos, T II.
- PORTERO, J., AZNAR, J.M. (1984). Evolución morfológica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). I Congr. Esp. Geol. Segovia, III: 253-264.
- QUEROL MULLER, R. (1989). Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. ETSIM Madrid 48p, 14 planos.

RACERO, A. (1988). Exploración petrolífera de la cuenca del Tajo. Contribución a su conocimiento. VIII Congr. Int. Min. Metal (Oviedo). II: 62-81.

RIBA, O.; AREVALO, P.; LEIVA, A. (1969). Estudio sedimentológico de la caliza del Páramo de la cubeta del Tajo. Bol. Geol. Min. 80: 525-537.

ROYO y GOMEZ, J. (1920). La Sierra de Altomira y su relación con la submeseta del Tajo. Bol. RSEHN. 27: 7-37.

ROYO y GOMEZ, J. (1926). Tectónica del Terciario continental ibérico. Bol. RSEHN., 47: 129-168.

SAENZ GARCIA, C. (1957). Extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y Eoceno en la Cordillera Ibérica. Las Ciencias 12: 4.

SAN JOSE, M.A. (1975). Memoria y hoja geológica de Mondejar (nº 584). Mapa Geológico Nacional IGME 2ª Serie.

SAN JOSE, M.A. (1975). Memoria y hoja geológica de Chinchón (nº 606). Mapa Geológico Nacional, 2ª Serie, IGME Madrid.

SANCHEZ, A. (1984). Estudio geoeconómico de los yesos de la zona Centro de España. T.D. Univ. Zaragoza. Inédito. 274 p.

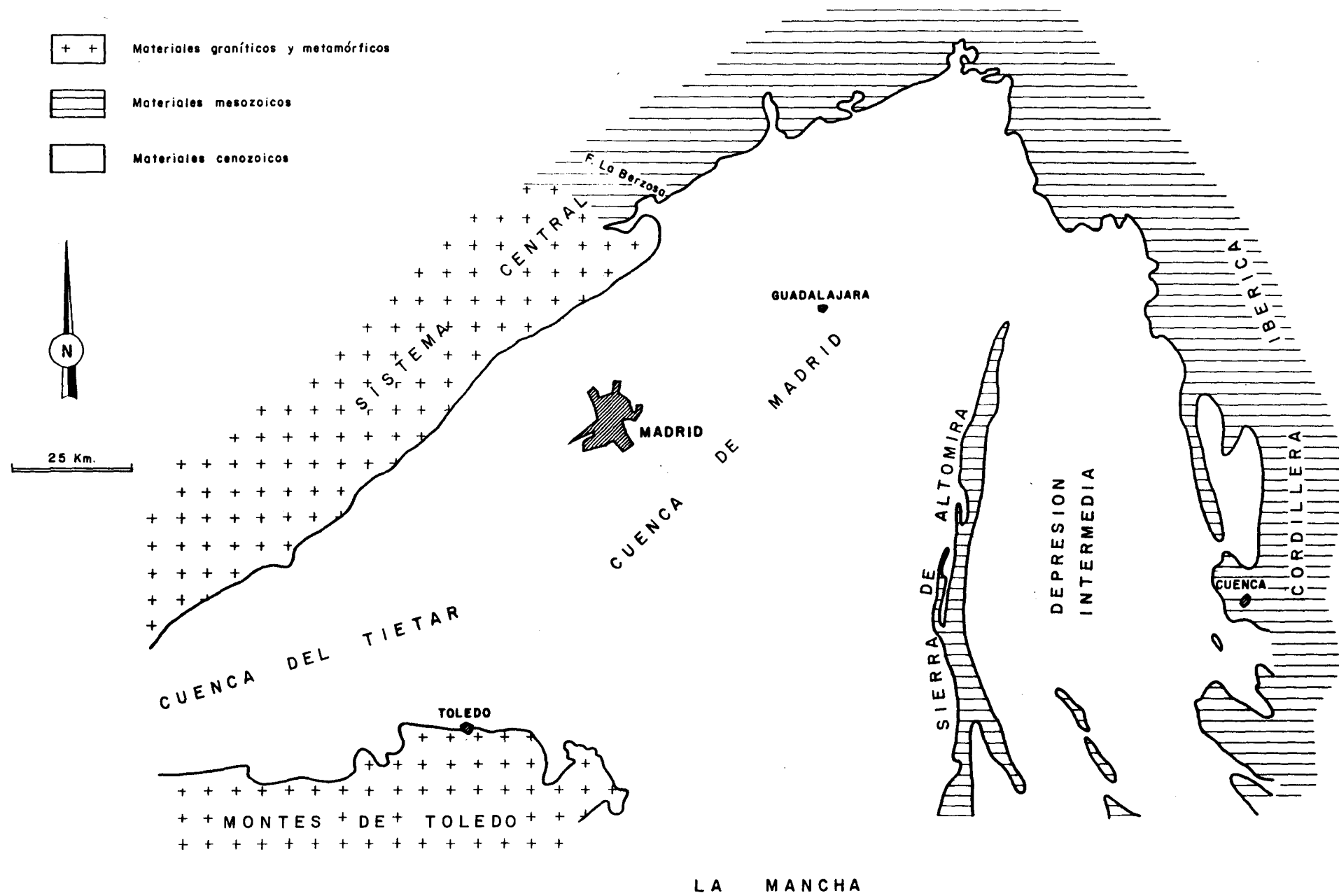
SANCHEZ SORIA, P. (1974). Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira. I Simp. Cret. Cord. Ibérica, Cuenca: 157-167.

SANCHEZ SORIA, P.; PIGNATELLI GARCIA, R. (1967). Notas geológicas de la Sierra de Altomira Bol. RSEHN (Geol.), 65: 231-240.

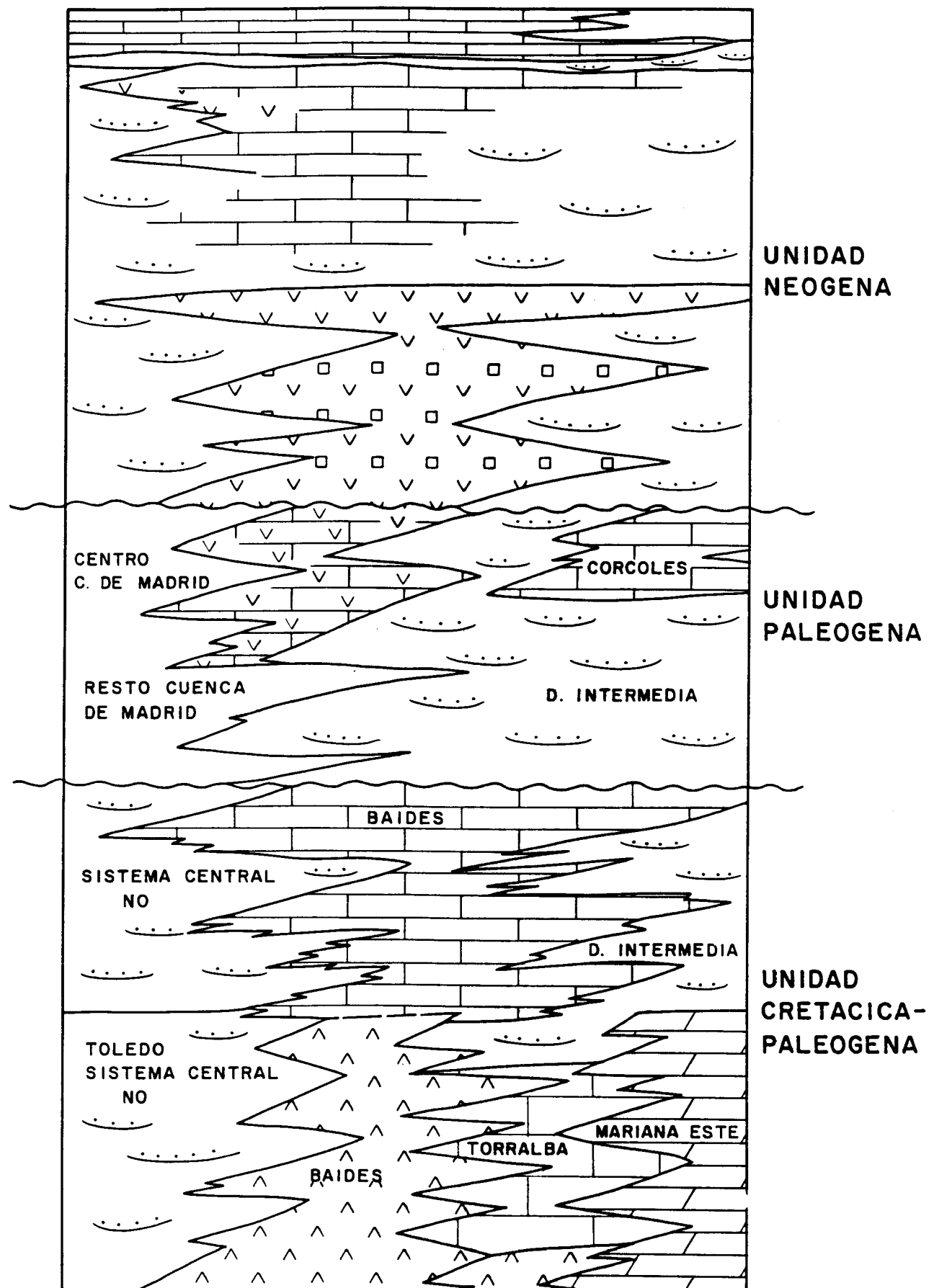
TORRES, T.; JUNCO, F.; ZAPATA, J.L.; PLAZA, J. (1984). Similitud de procesos sedimentarios del Neógeno de la Cuenca del Tajo y de la Depresión Intermedia. Acta I Congr. Nal. Geol.: 285-301.

TORRES, T.; ZAPATA, J.L.; PORTERO, J. (1984). Geología del Terciario de la Depresión Intermedia in Libro Jubilar J.M. Ríos. J.A. Comba edit. IGME II.

Figura.-5.1

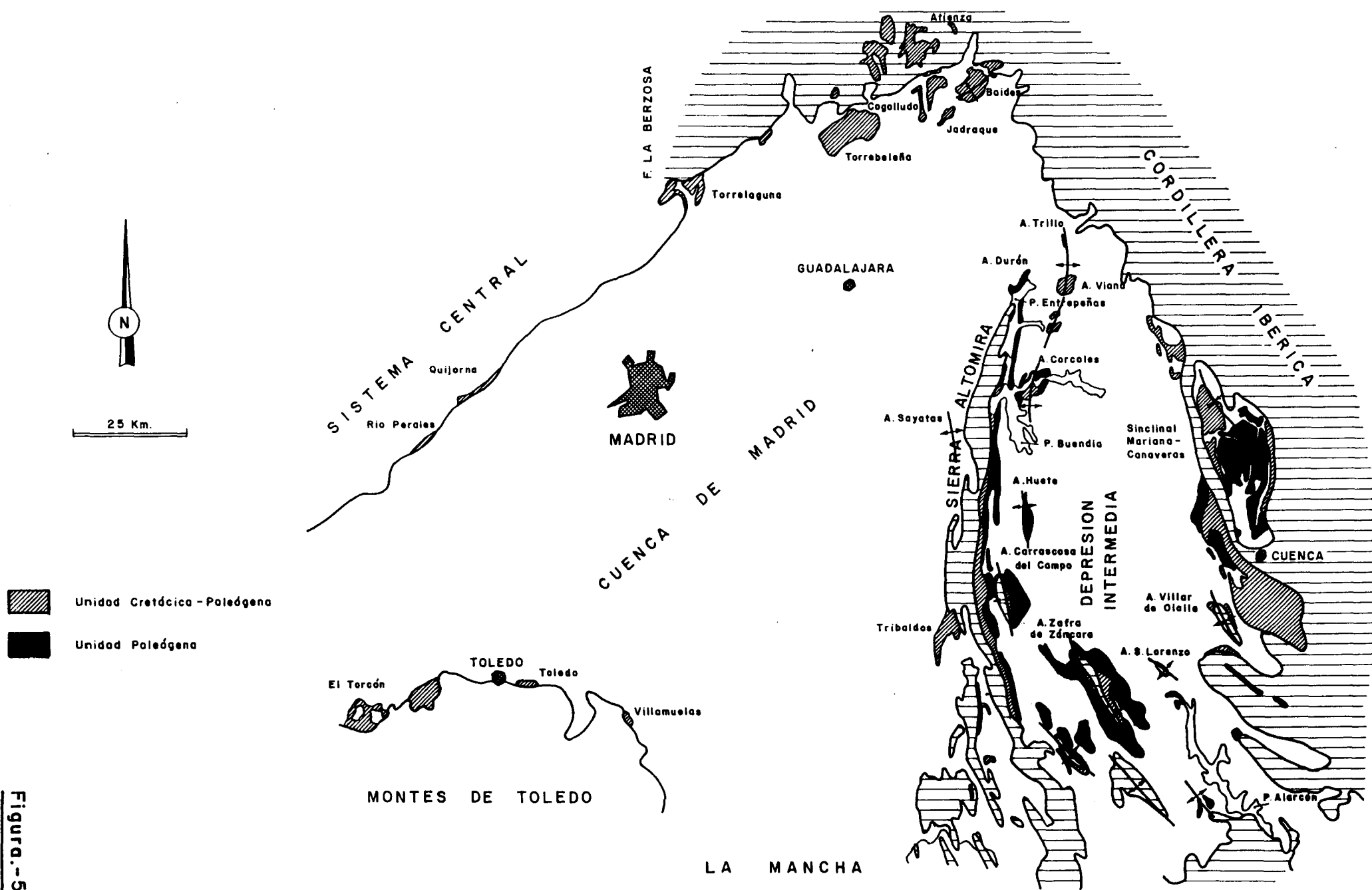


Mapa de situación geográfica general de la Cuenca de Madrid y de la Depresión Intermedia.

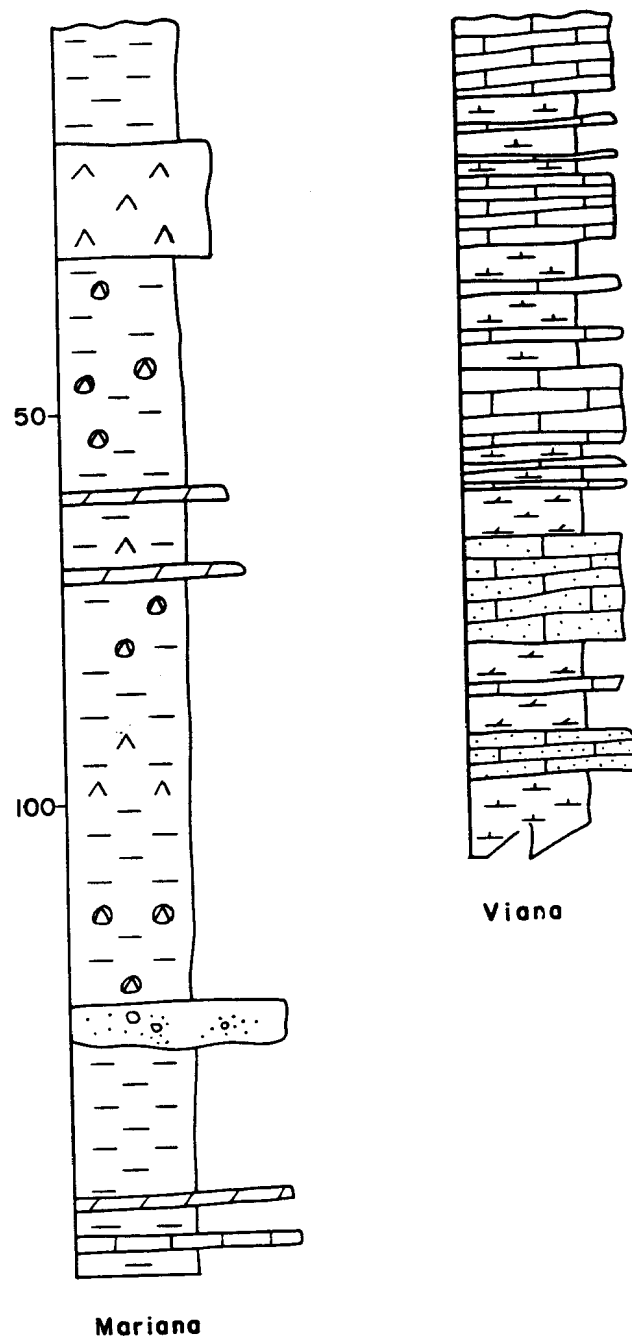


Esquema de distribución litoestratigráfica y geográfica de las unidades descritas.

Figura.- 5.2

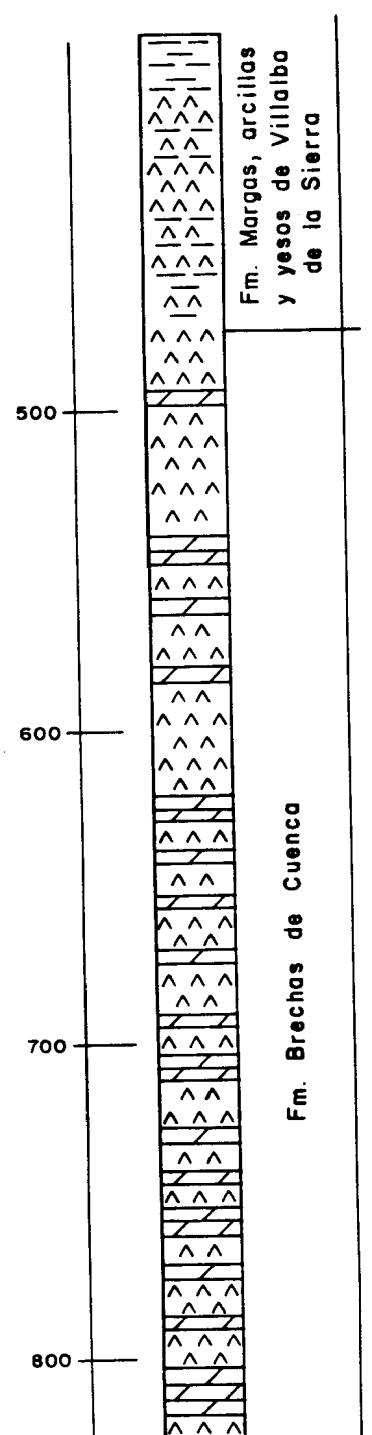


Afloramientos de Unidad Cretácica-Paleógena y Unidad Paleógena en la Cuenca de Madrid y Depresión Intermedia, así como algunas estructuras citadas en el texto.



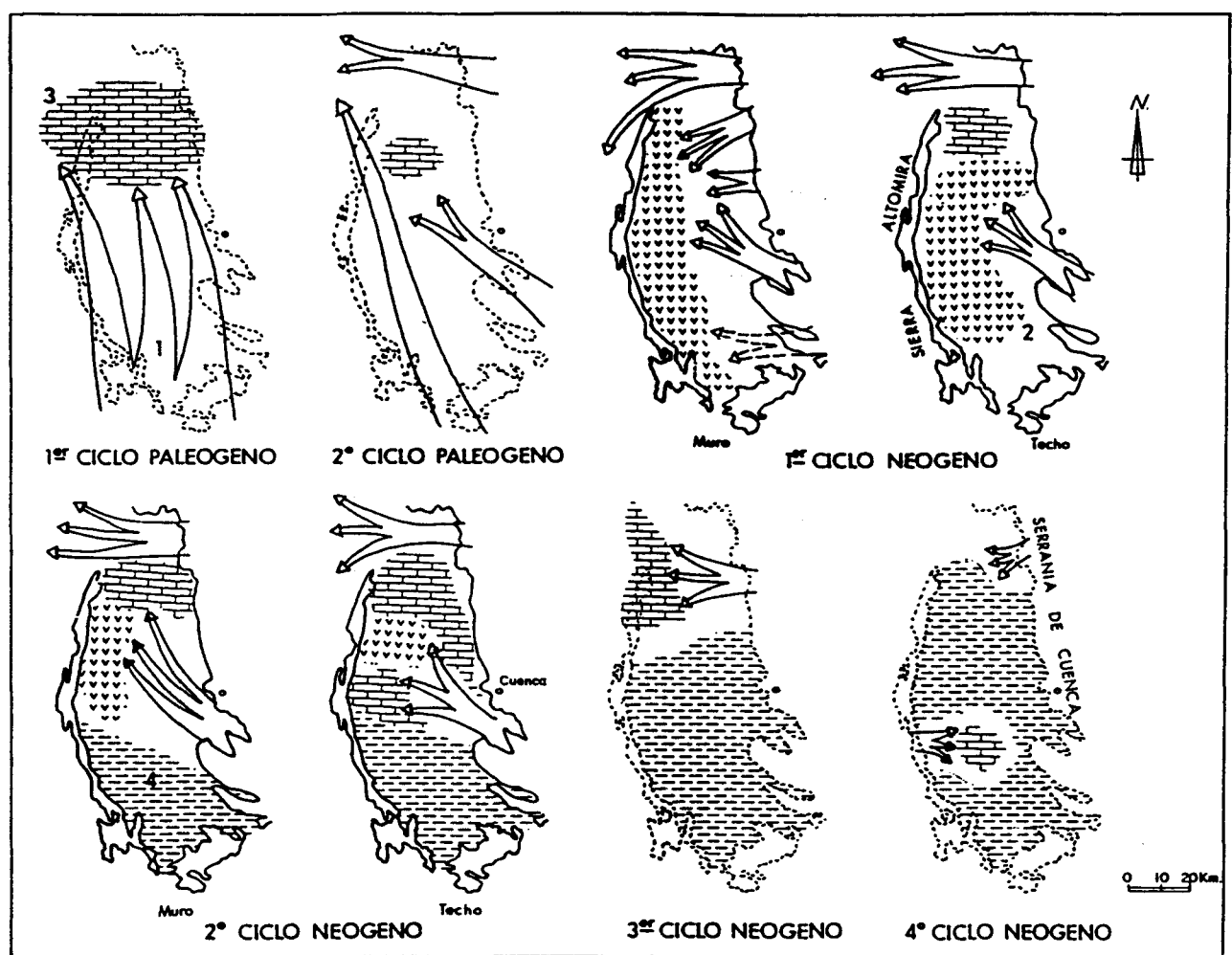
Columnas de las dos subunidades de la Unidad Cretácica-Paleógena. a.- subunidad inferior en el Sinclinal de Mariana (Depresión Intermedia) ,b-subunidad superior en Vellisca (Depresión Intermedia).

Figura.- 5.4



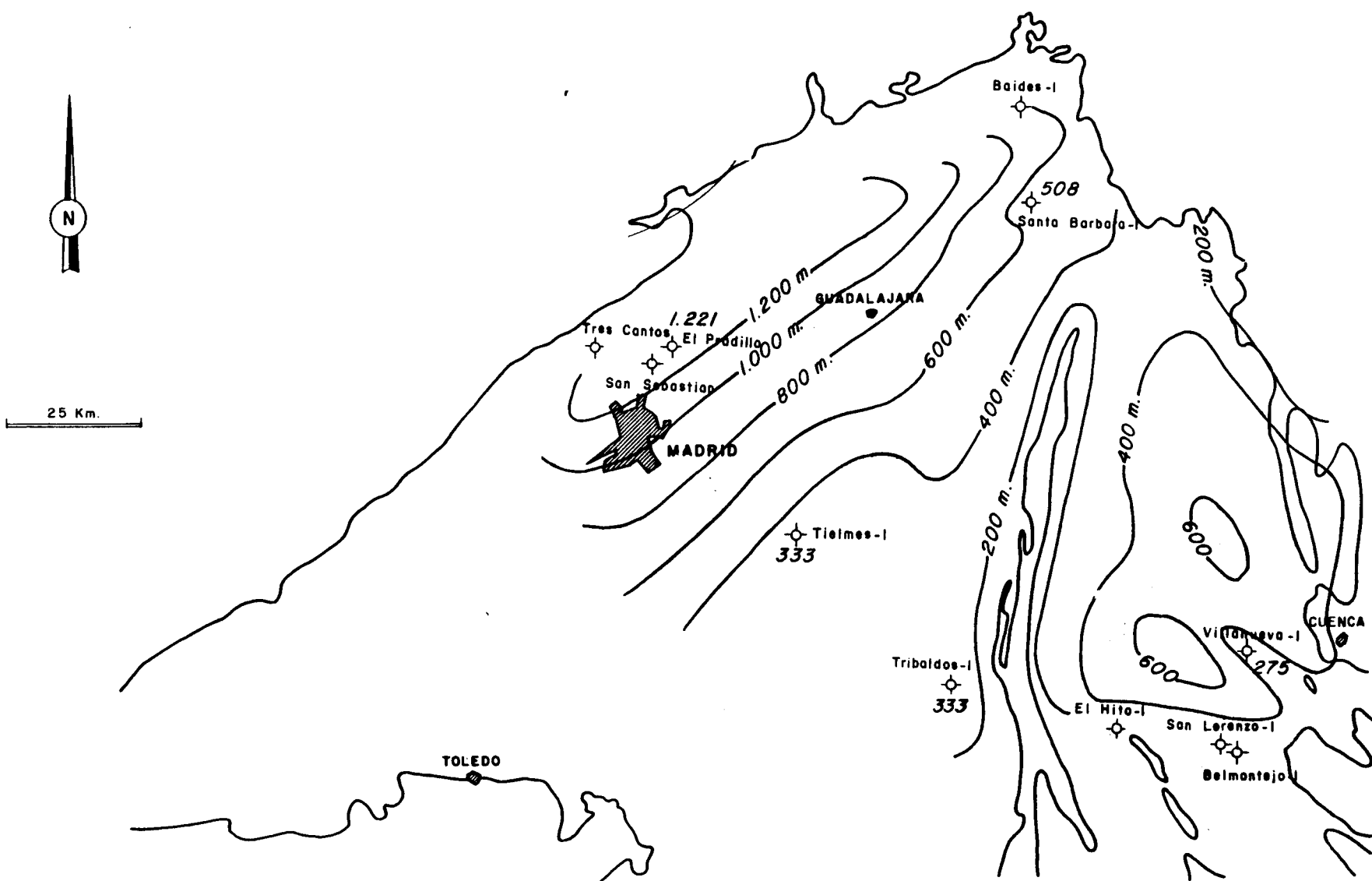
Columna estratigráfica del sondeo Torralbal. **QUEROL**
este volumen.

Figura.- 5.5

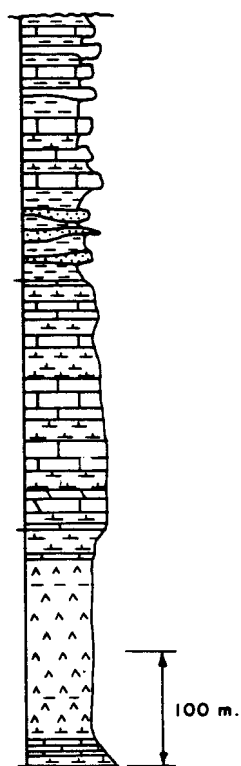


Esquema de la Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia. TORRES y ZAPATA (1986).

Figura.- 5.6

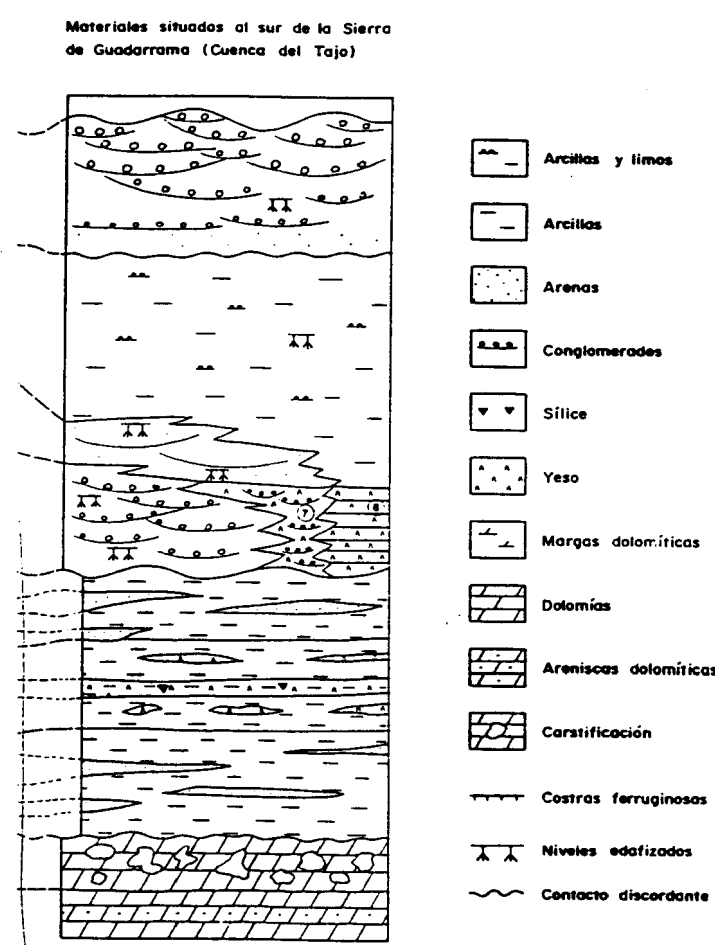


Isopacas ~~de la~~ de la Unidad Cretácica-Paleógena
Según QUEROL (este volumen).



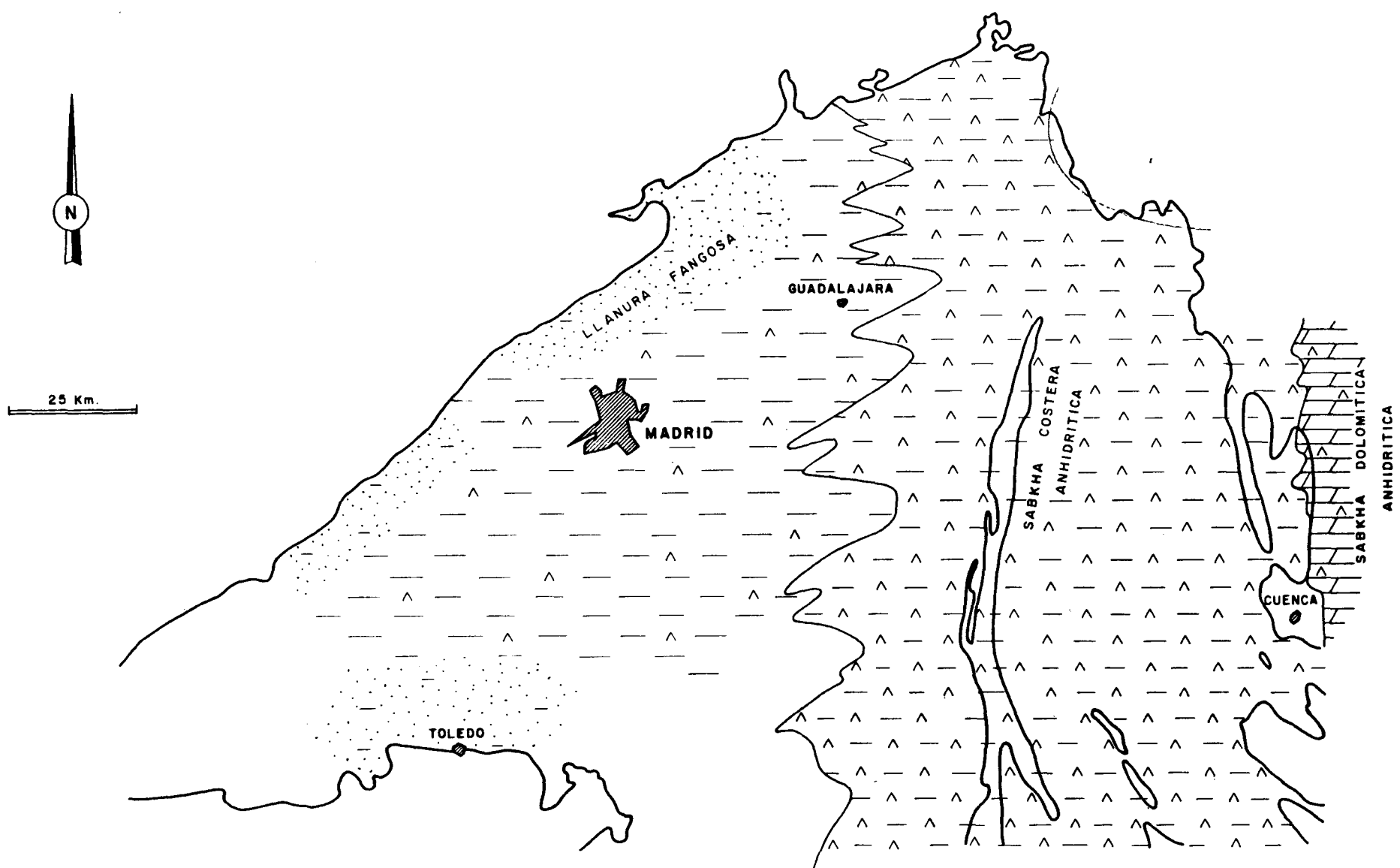
Columna sintética de la Unidad Cretácica-Paleógena en la hoja de Ledanca. RIOS et al. (en prensa).

Figura.- 5.8

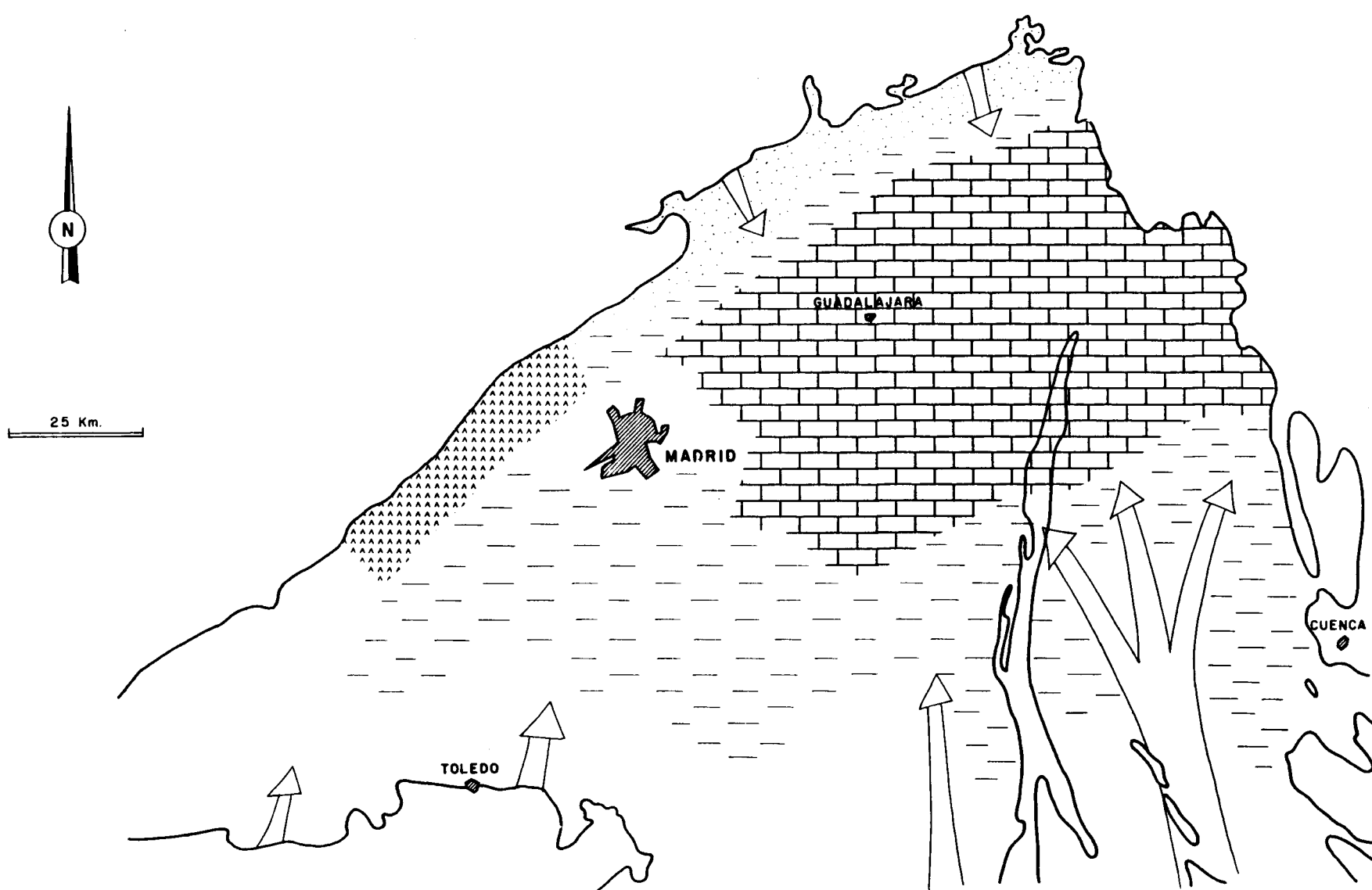


Los materiales del Cretácico terminal del borde
sur del Sistema Central, según DEL OLMO y MARTÍNEZ SALANOVA (1989)

Figura. - 5.9

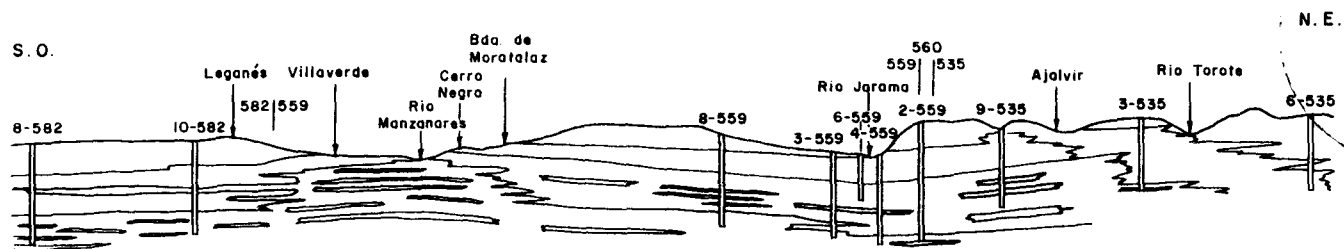


Esquema de distribución de facies de la subunidad inferior de la Unidad Cretácica-Paleógena.

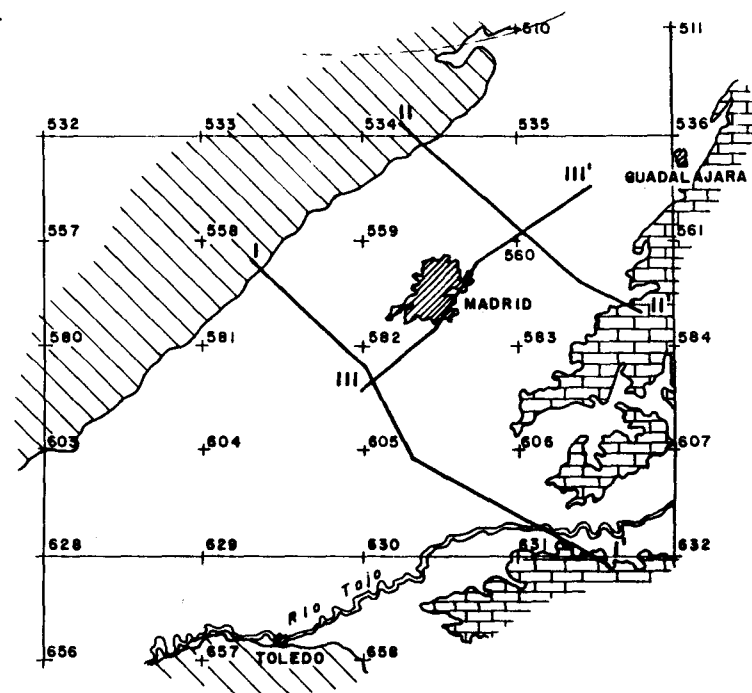
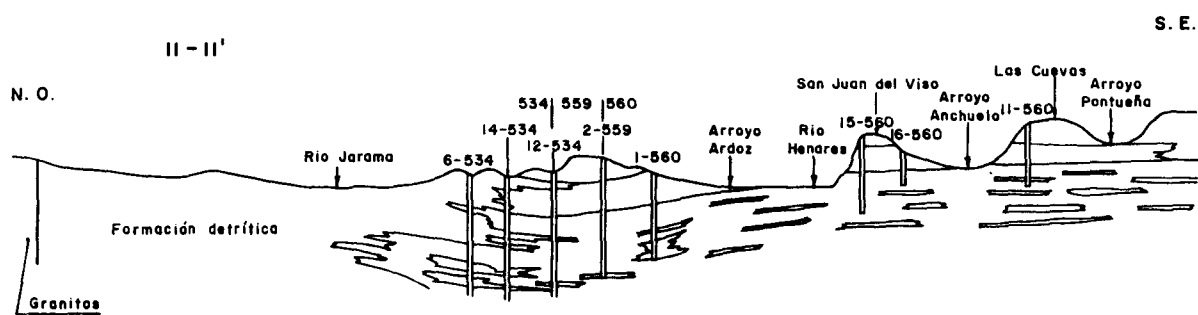


Esquema de distribución de facies de la subunidad superior de la Unidad Cretácica-Paleógena.

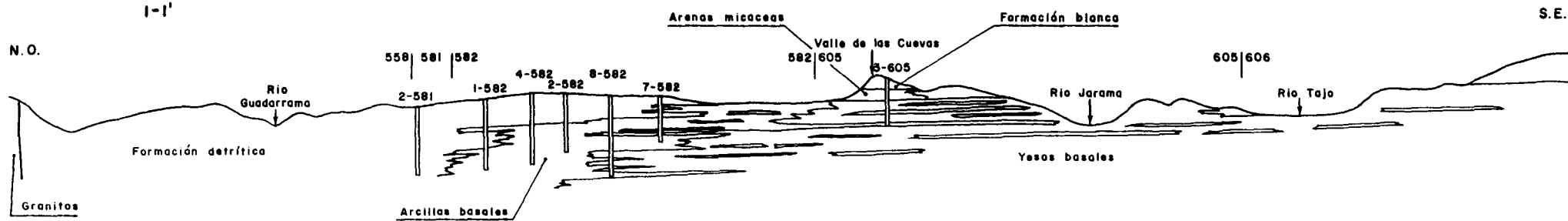
III - III'



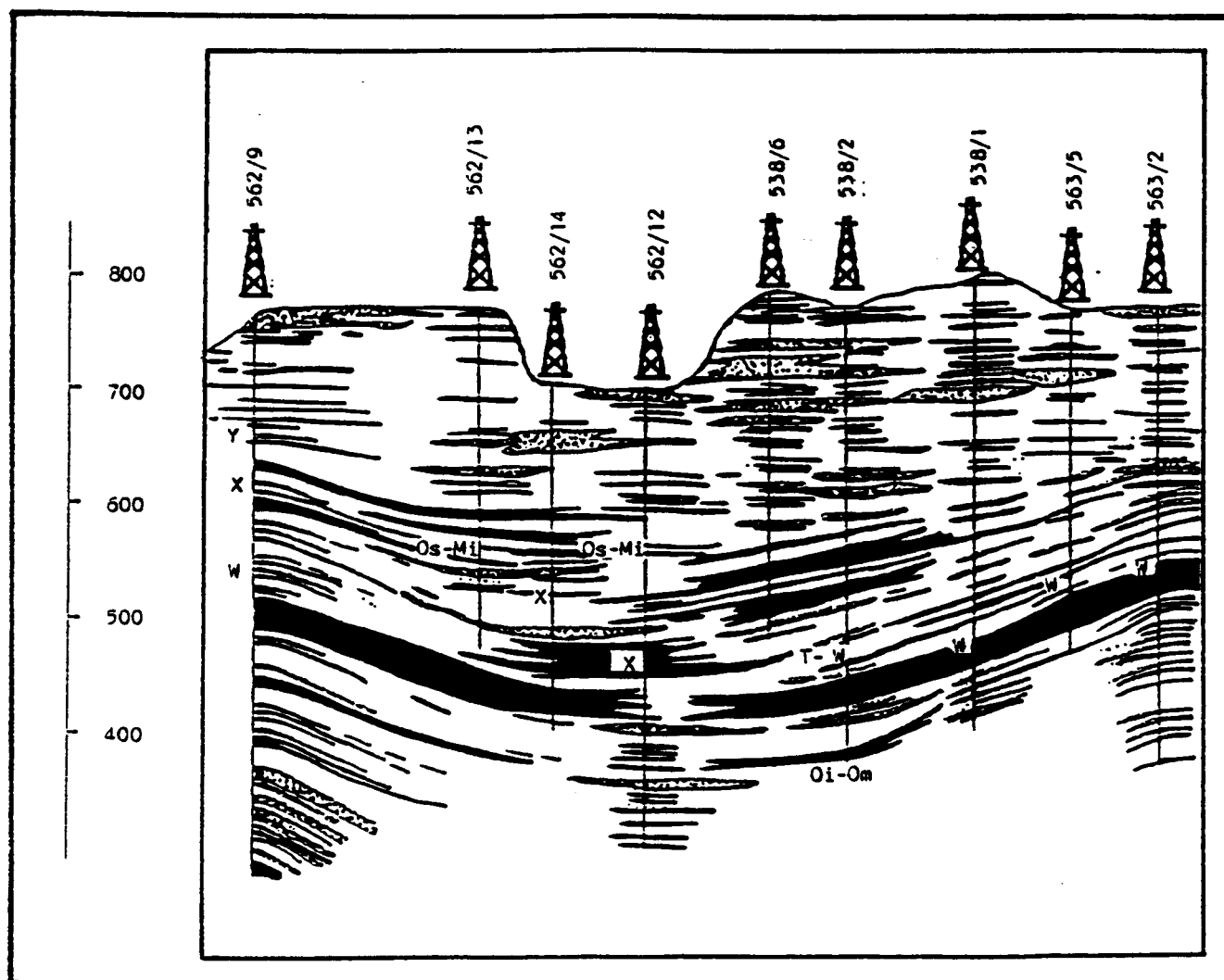
II - II'



I - I'

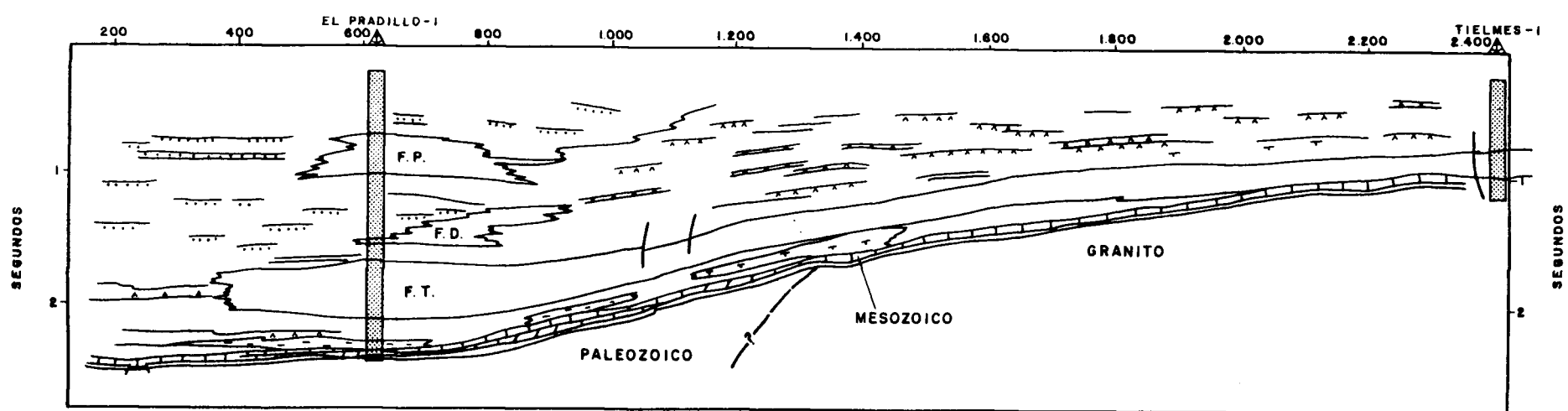


Correlación de datos de sondeos y afloramiento de la Unidad Neógena en la Cuenca de Madrid. Seg. ENUSA (op.cit.)

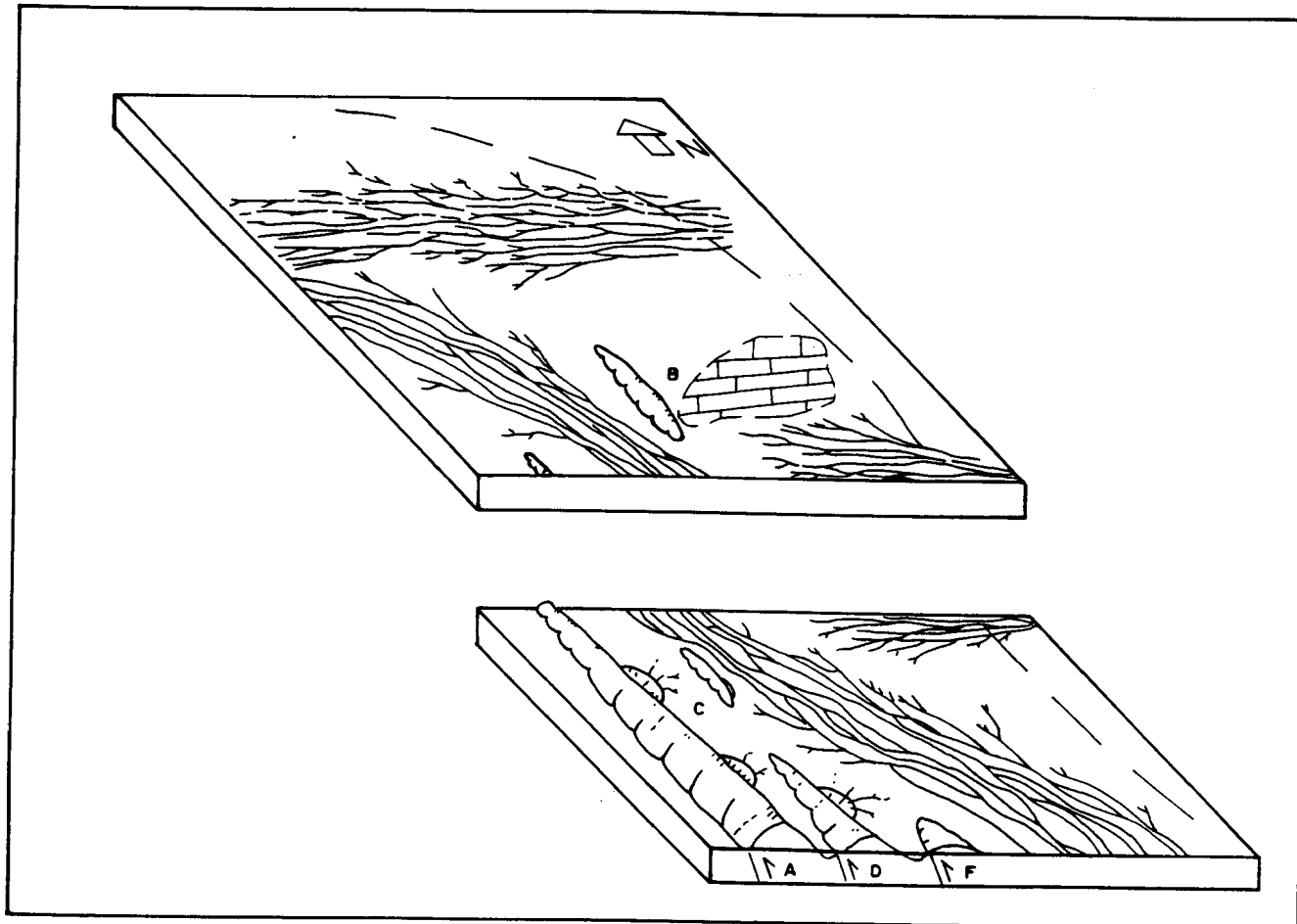


Correlación de niveles con micromamíferos en sondeos
ENUSA de las hojas de Priego, Valdeolivas y Sacedón
(Depresión Intermedia) LOPEZ y TORRES (en prensa).

Figura.- 5.13



Interpretación de los datos de sísmica entre los raudales de hidrocarburos de El Pradillo 1 y Tielmes 1 (según Shell, modificado por ENRESA, inédito)

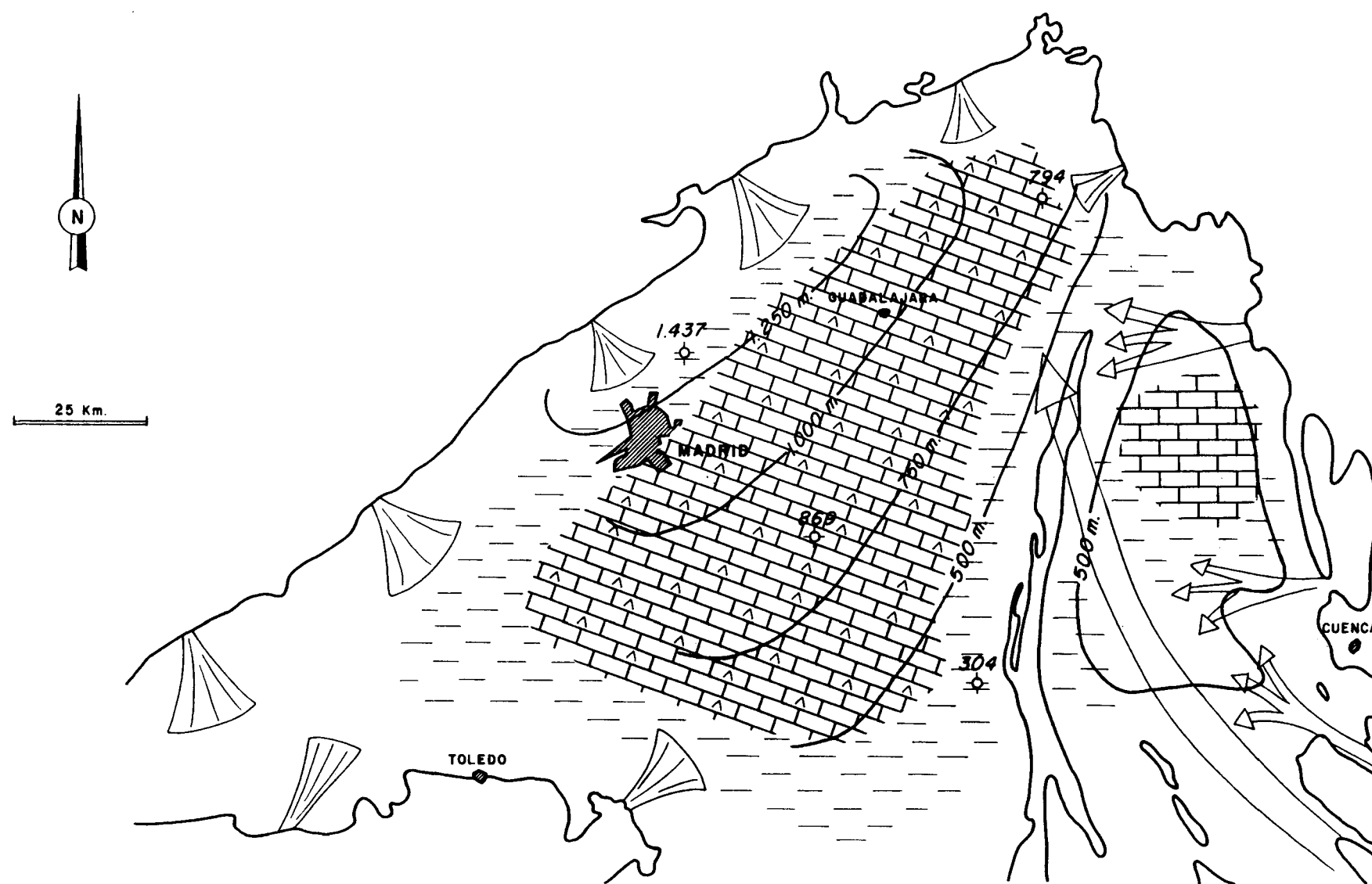


A, anticlinal de Altomira; B, anticlinal de Córcoles;
C, anticlinal de Huete; D, anticlinal de Carrascosa;
F, anticlinal de San Lorenzo

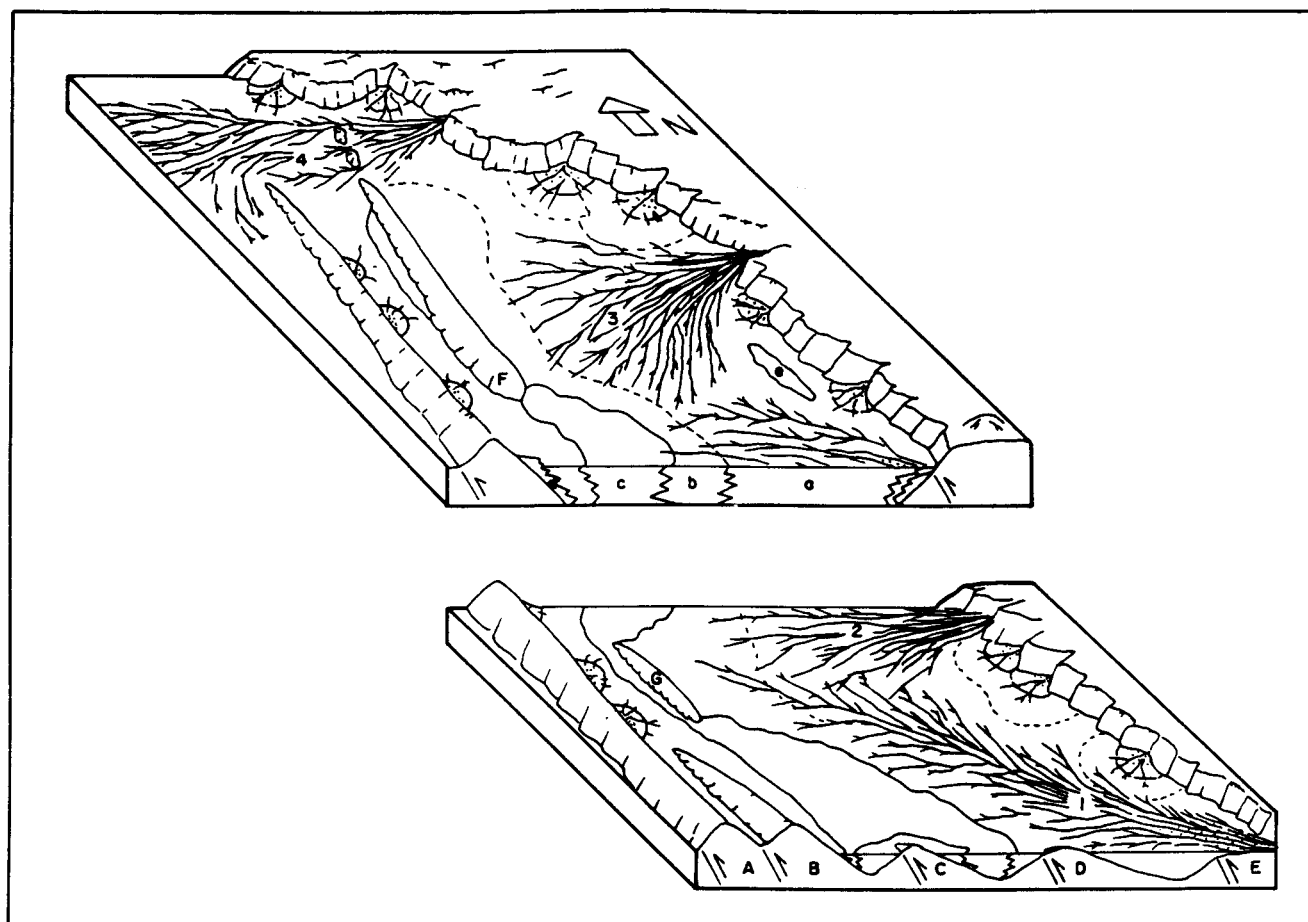
Bloque diagrama del funcionamiento de la Depresión
Intermedia durante la Unidad Paleógena. Seg. TORRES y ZAPATA
(op. cit.) modificado.

Figura.-5.15

Figura.-5.16



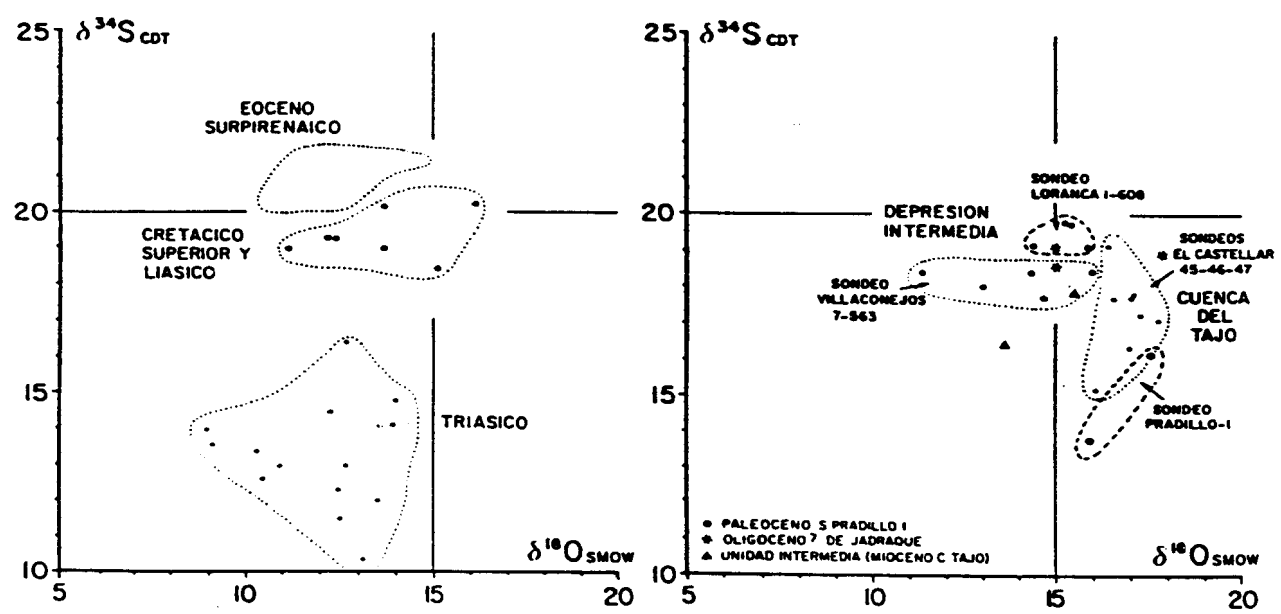
Esquema de isopachos y facies de la Unidad Paleógena



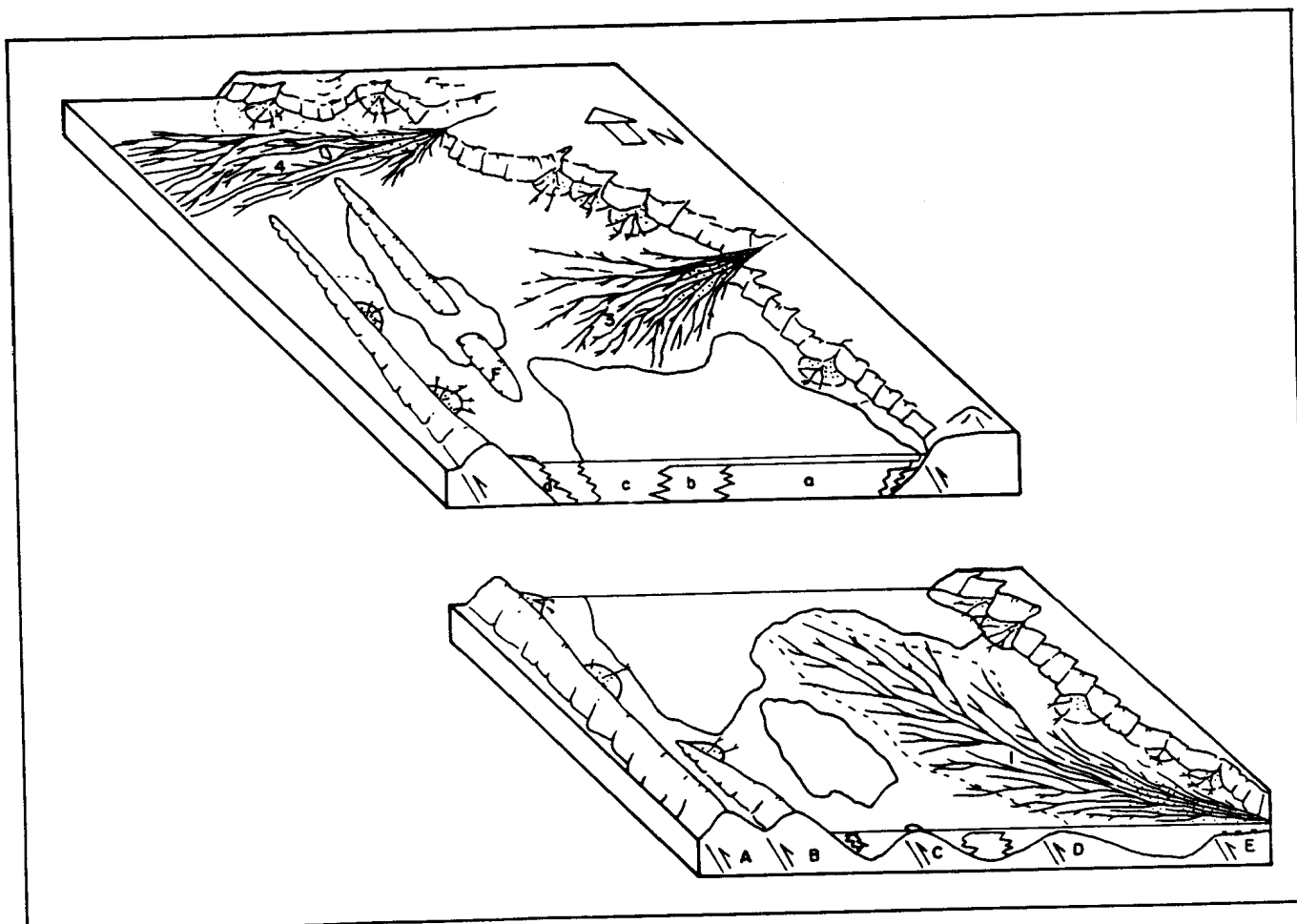
A, B, C, D, E y F anticlinales de : Altomira, Carrascosa, Zafra, San Lorenzo, Tórtola, Córcoles y Huete. 1, 2, 3 y 4 abanicos aluviales húmedos de Júcar, Bólliga, Guadila y Tajo. a-sedimentos de abanico aluvial húmedo; b-lutitas extensivas; c-yeso; d-sedimentos de abanico aluvial árido; e-ciénaga de Villacorejos

Bloque diagrama representando el funcionamiento de la Depresión Intermedia en la base del Primer Ciclo Neógeno ,TORRES et. al. (op. cit.).

Figura.-5.18



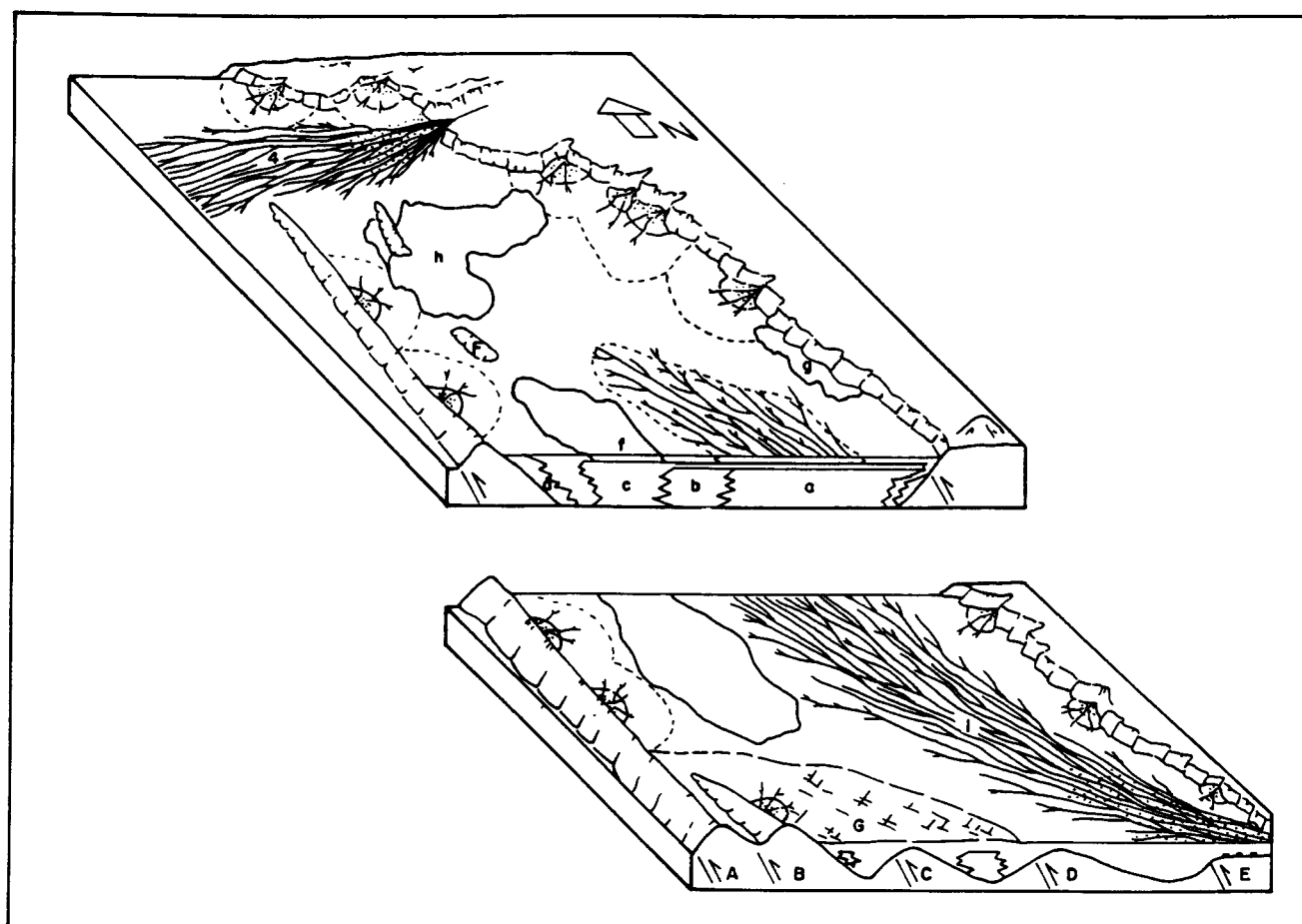
Análisis isotópico de sulfatos de la Cuenca de Madrid y de la Depresión Intermedia, UTRILLA et al. (op.cit.).



A, B, C, D, E y F anticlinales de : Altomira, Carrascura, Zatra, San Lorenzo, Tórtola y Córcoles. 1, 3 y 4 abanicos aluviales húmedos de : Júcar, Guadiela y Tago. a-sedimentos de abanico aluvial húmedo; b-lutites extensivas; c-yeros del Tramo Inferior; d-sedimentos de abanico aluvial árido

Bloque diagrama del techo del Primer Ciclo Neógeno en la Depresión Intermedia. EHUSA (op.cit.).

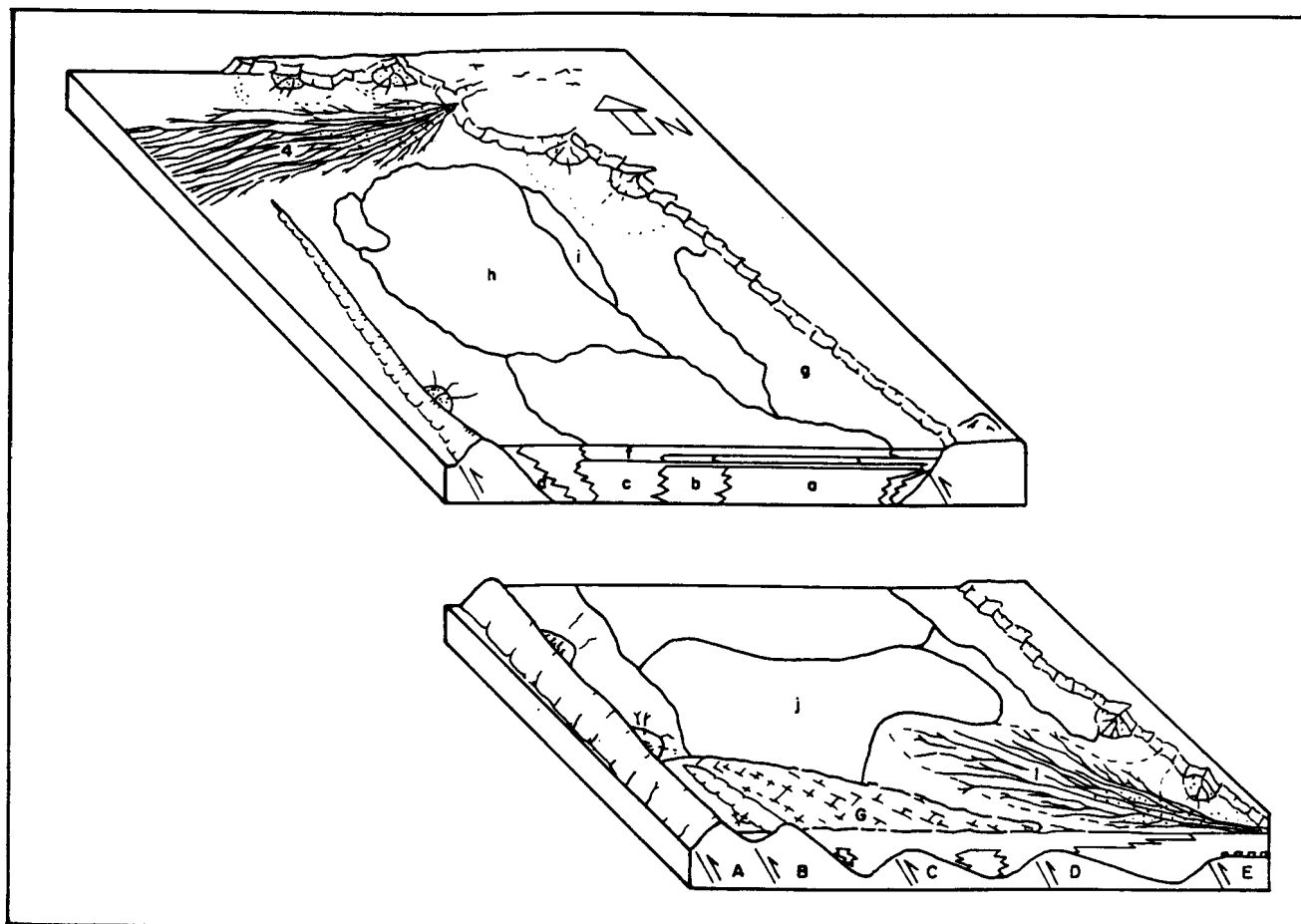
Figura.-5.24



A, B, C, D, E, F anticlinales de : Alcornera, Carrasosa, Zafra, San Lorenzo, Tórtola y Córcoles. G - área emergida. 1, 3 y 4 abanicos aluviales húmedos de Júcar y Tago. a - sedimentos de abanico aluvial húmedo. b - lutitas extensivas. c - yeros del Tramo Inferior. d - sedimentos de abanico aluvial seco. f - yeros del Tramo Superior. g - calizas de Albalade de las Nogueras. h - ciénaga de Córcoles.

Bloque diagrama de la base del Segundo Ciclo Neógeno en la Depresión Intermedia, BHUSA (op.cit.)

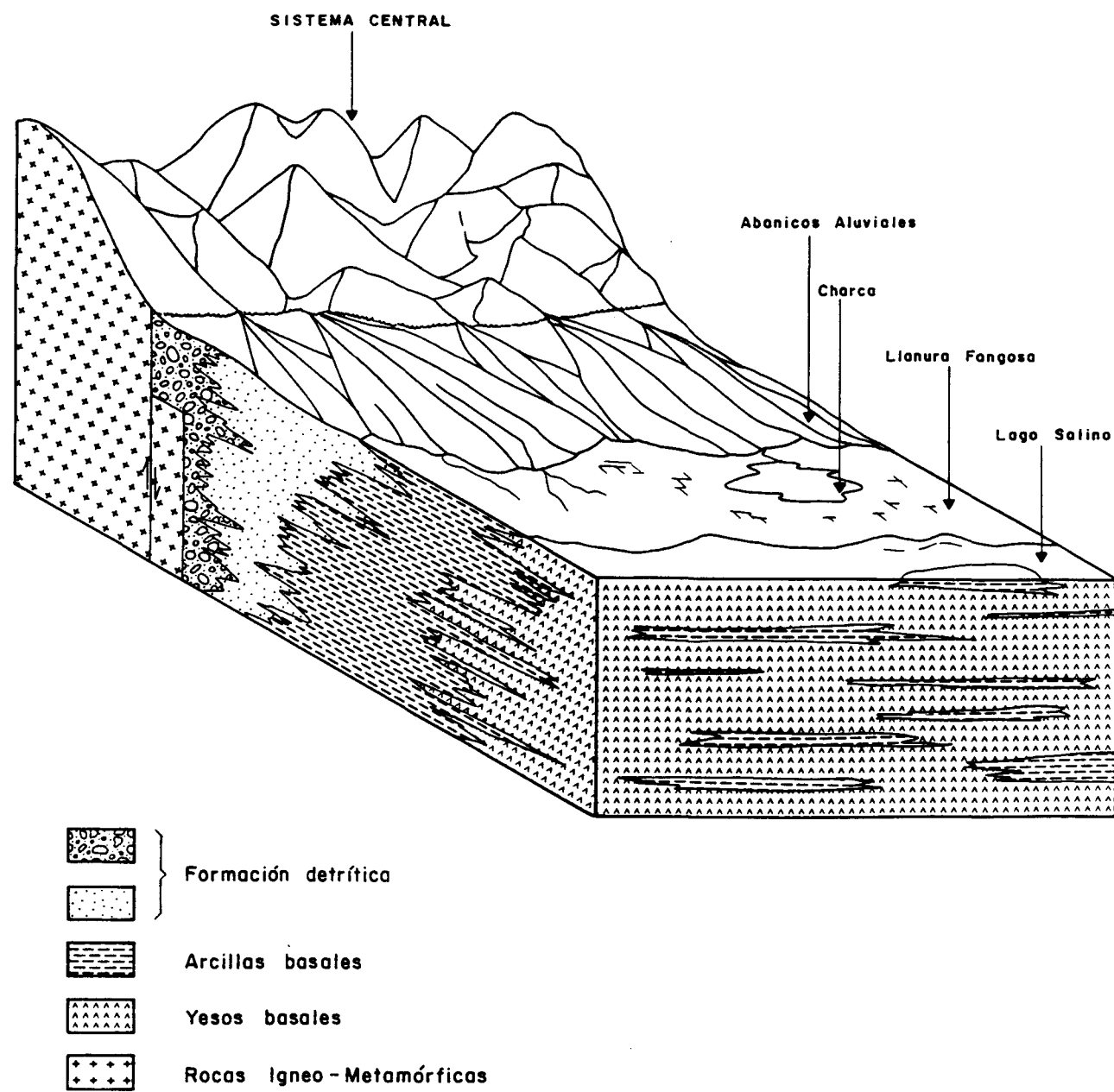
Figura.-5.25



A, B, C, D, E antidinales de : Almonira, Carrasosa, Zafra, San Lorenzo, Tórtola. 1 y 4 abanicos aluviales húmedos del Júcar y Tago. a - sedimentos de abanico aluvial húmedo. b - lutitas extensivas. c - yeso del Tramo Inferior. d - sedimentos de abanico aluvial árido. f - yeso del Tramo Superior. g - calizas de Albalate de las Nogueras. h - Ciénaga de Córcoles. i - Calizas rojas de Viana de Mondéjar. j - Calizas de Pineda. G - área empujada

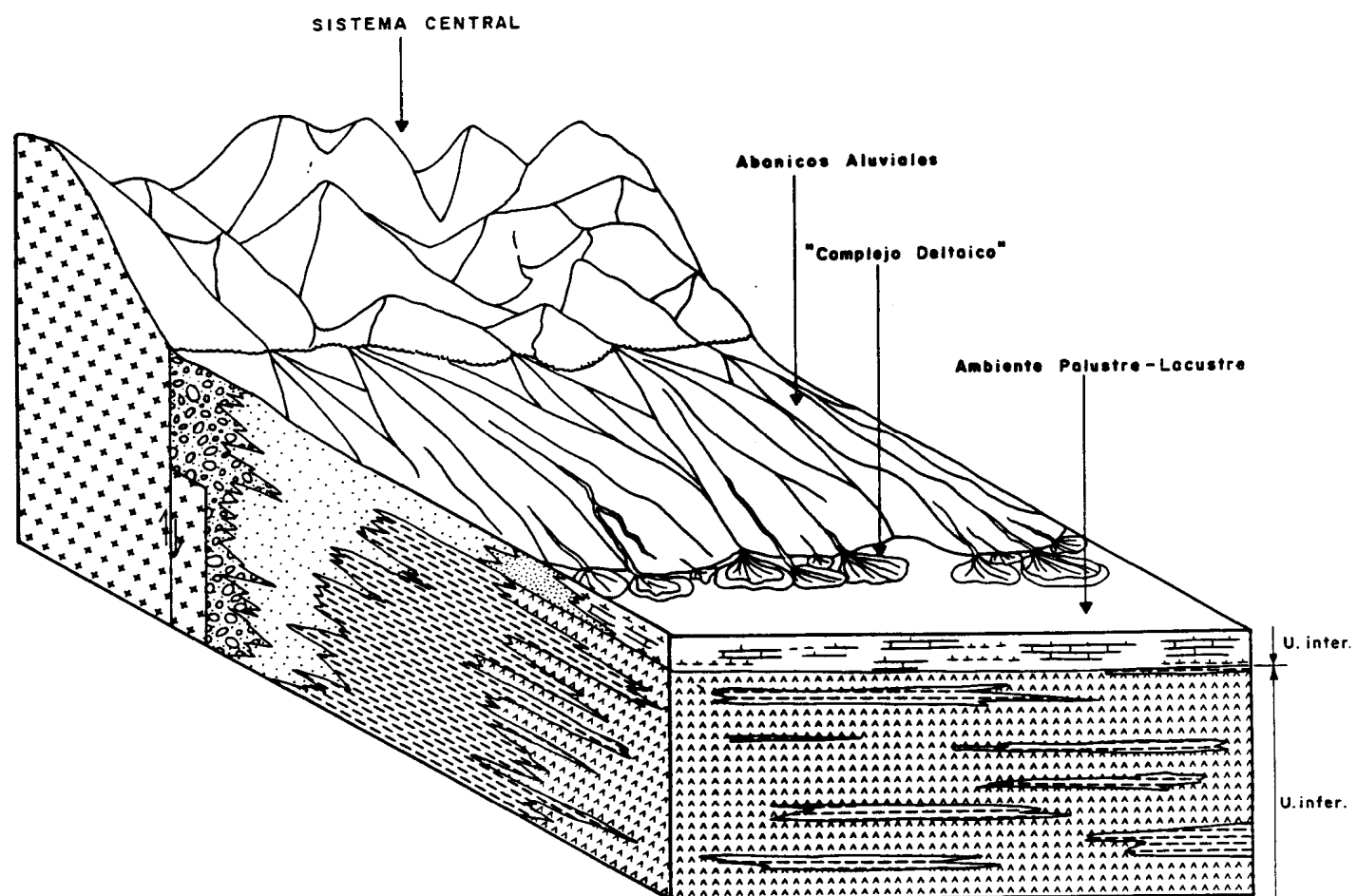
Bloque diagrama del Techo del Segundo Ciclo Neógeno en la Depresión Intermedia. ENUSA (op.cit.).








Figura.-5.26



Modelo de sedimentación de la Unidad inferior del Neógeno, Cuenca de Madrid, ENUSA (op. cit.).

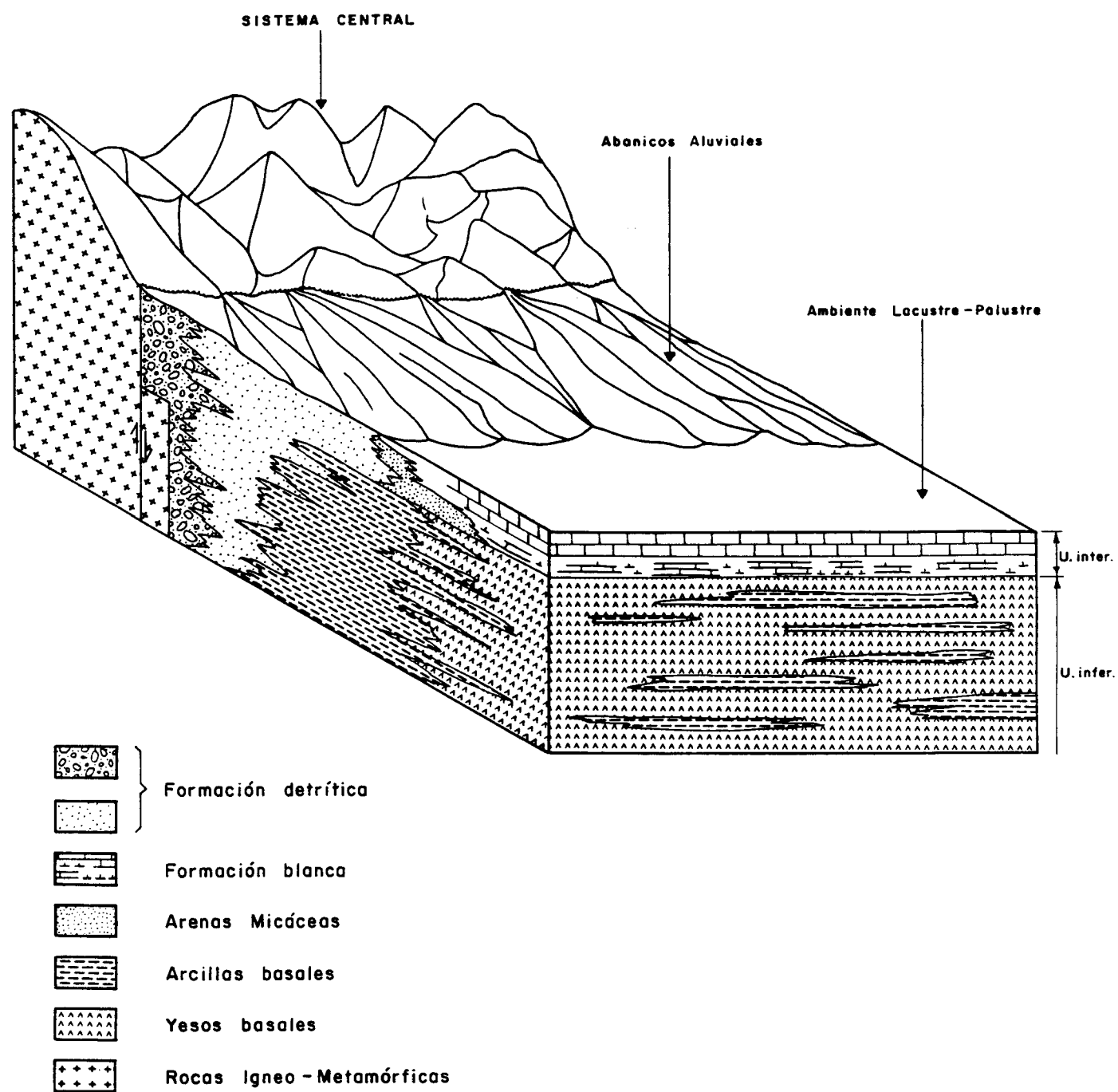
Figura.- 5.27



- | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------|---|-------------------------------------|
|  | } | Formación detrítica |
|  | | |
|  | | Formación blanca |
|  | | Arenas Micáceas (Complejo Deltaico) |
|  | | Arcillas basales |
|  | | Yesos basales |
|  | | Rocas Igneo - Metamórficas |

Modelo de sedimentación de la base la Unidad Intermedia
del Neógeno de la Cuenca de Madrid. *ENUSA (op.cit.)*

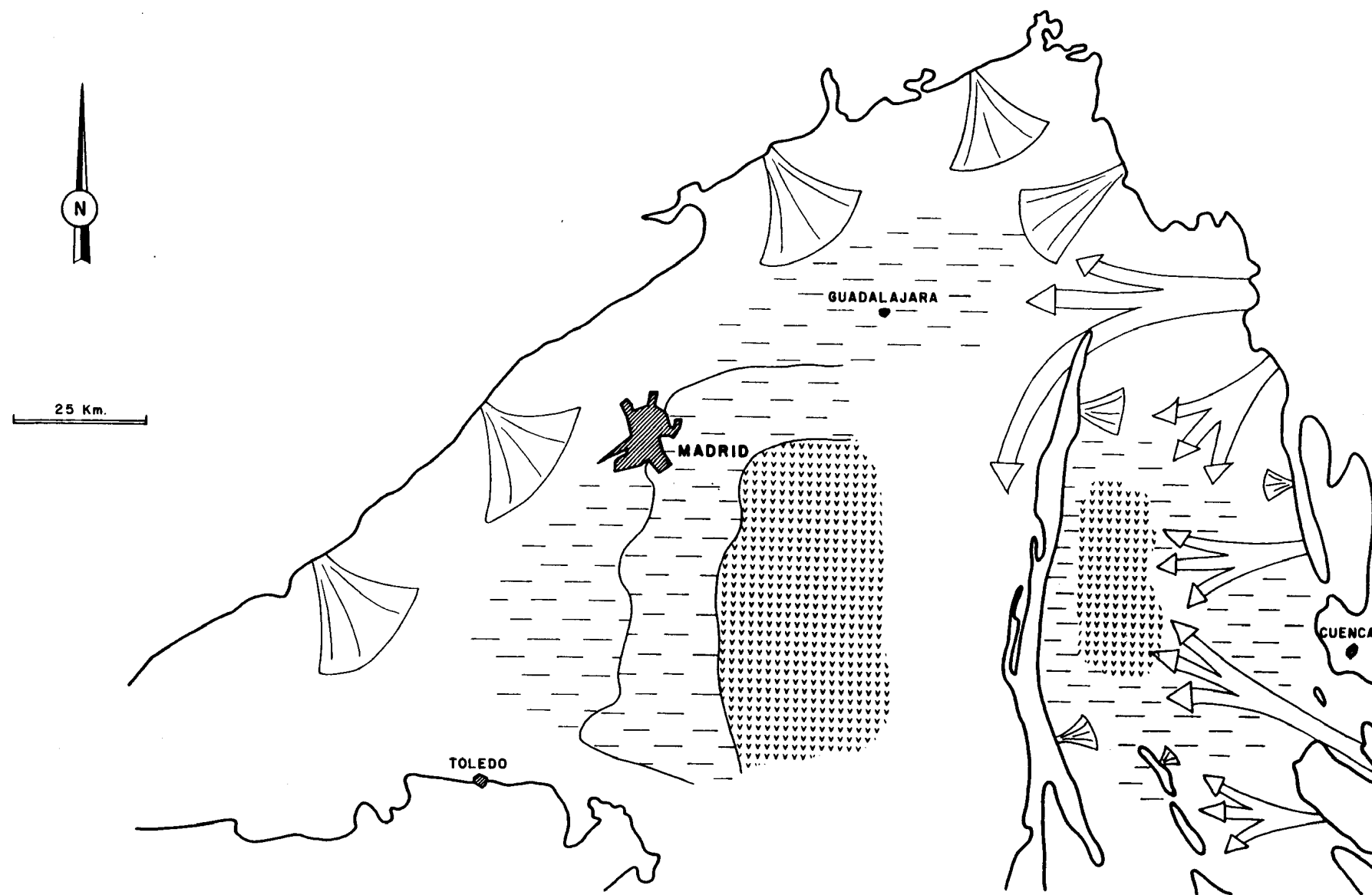
Figura.- 5.28



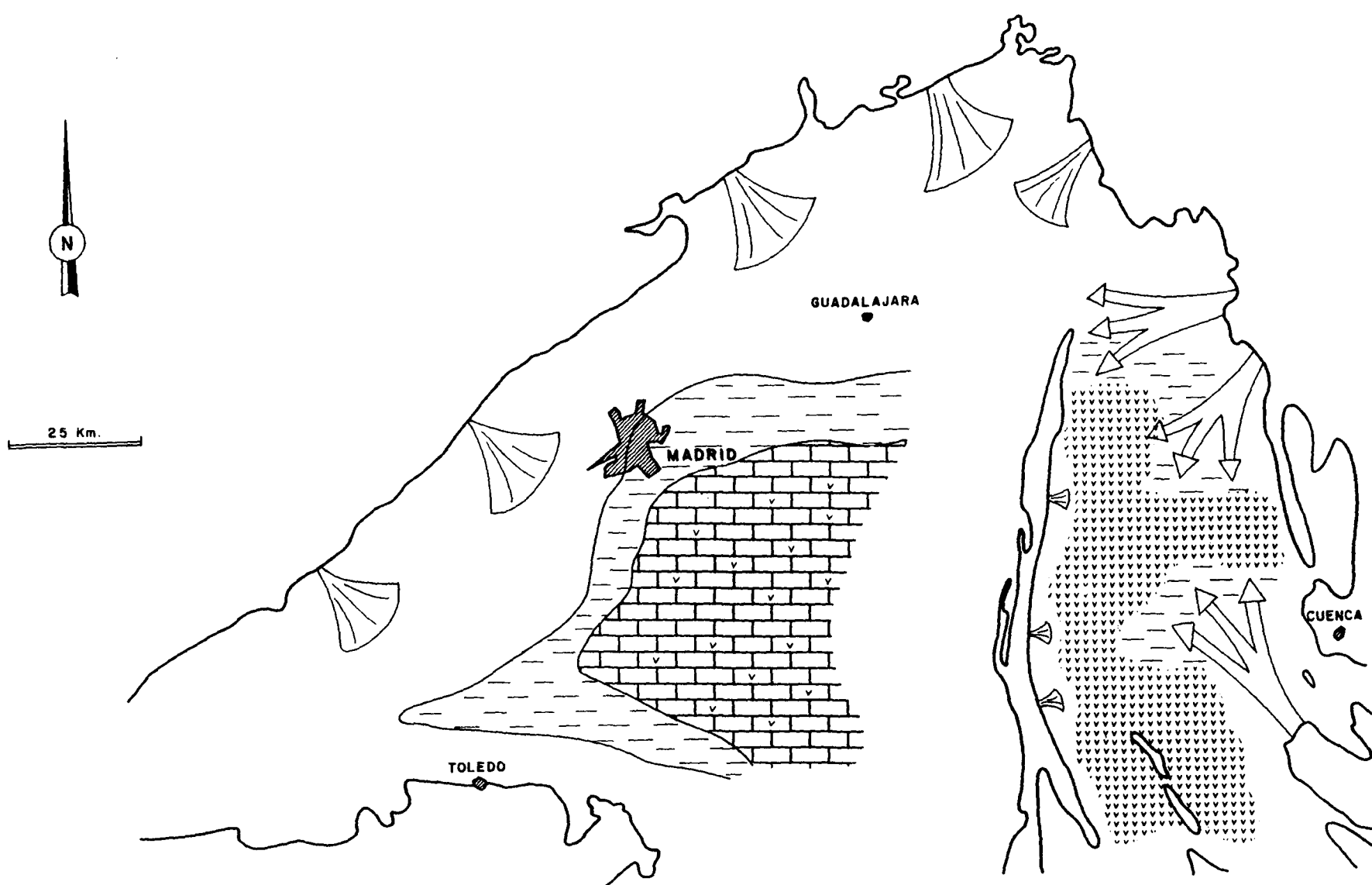
Modelo de sedimentación del techo de la Unidad Intermedia del Neógeno de la Cuenca de Madrid, EWUSA (op. cit.).

Figura.-5.29

Figura.-5.30



Esquema de distribución de facies en la base del Primer Ciclo Neógeno-(D.I.)- Unidad Inferior(C.N.).



Esquema de distribución e facies a techo del Primer
Ciclo Neógeno (D.I.)-Unidad Inferior (C.M.).

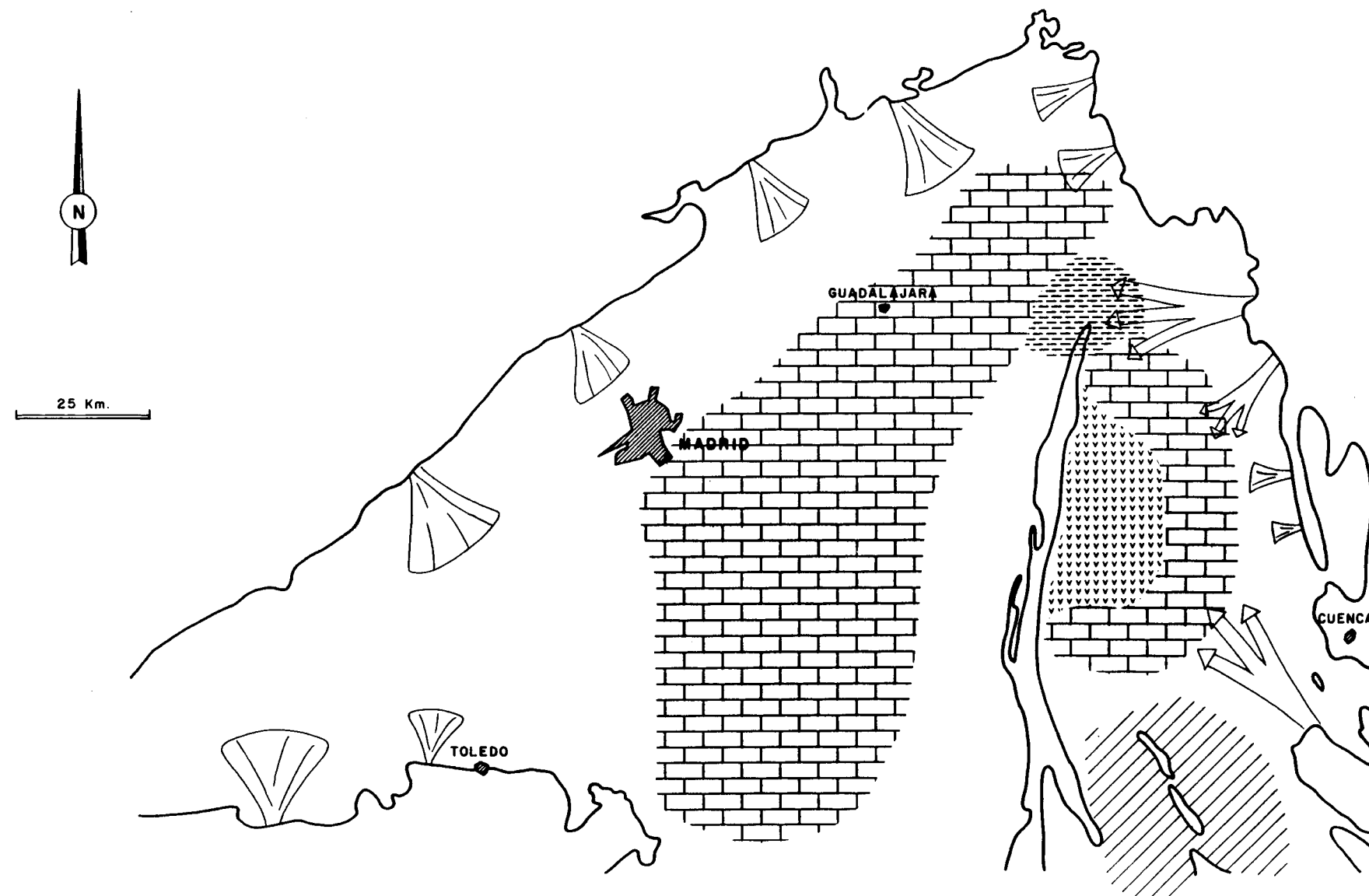
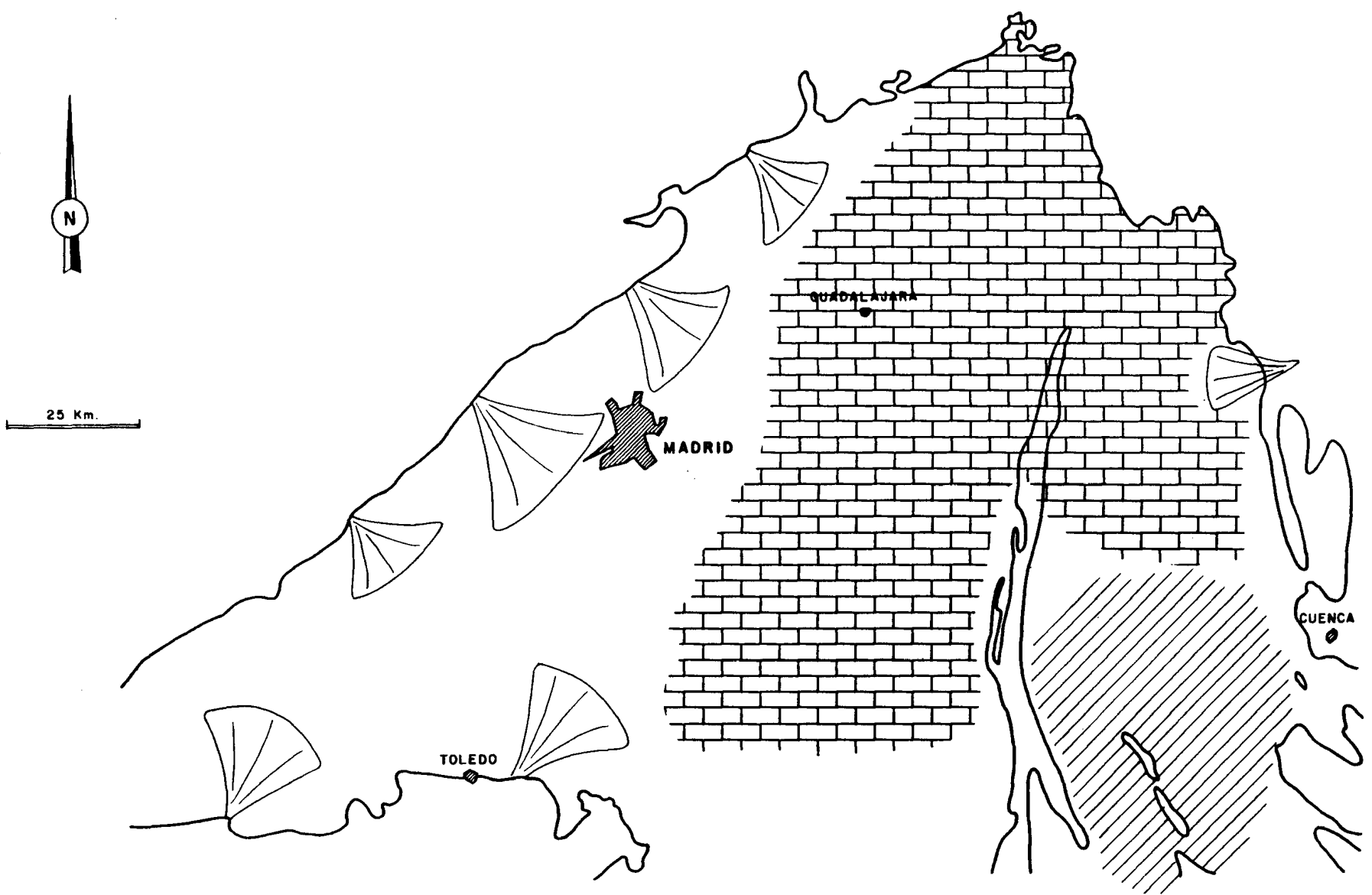


Figura. - 5.33

Esquema de distribución de facies techo del Segundo
Ciclo Neógeno (D.I.)-Unidad Intermedia (C.N.).



.Esquema de distribución de facies del Tercer Ciclo
Mesozoico (D.I.)- Unidad Superior (C.H.).